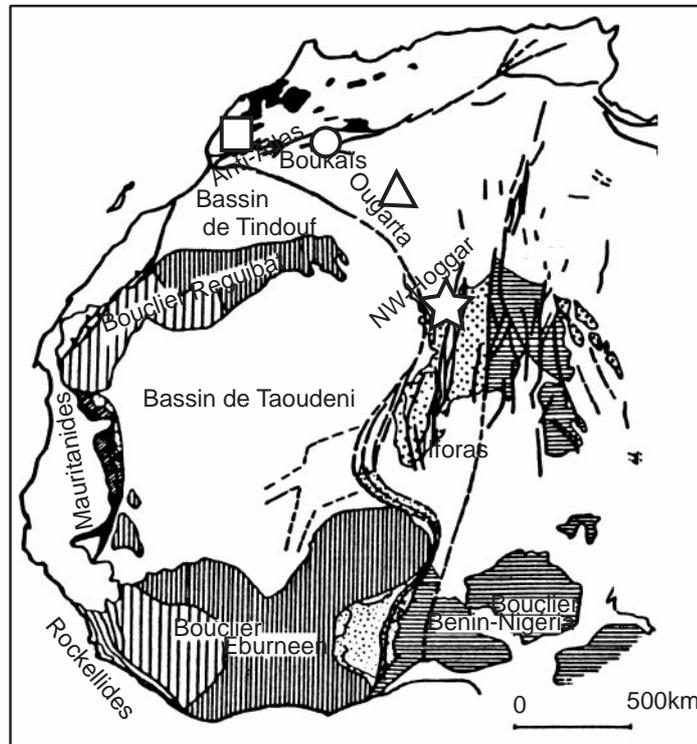


UNIVERSITE DES SCIENCES ET DE LA TECHNOLOGIE
" HOUARI BOUMEDIENNE ".
(U.S.T.H.B.)
INSTITUT DES SCIENCES DE LA TERRE.
LABORATOIRE DE PETROLOGIE - STRUCTUROLOGIE.

THESE DE MAGISTER.

**ETUDE PETROLOGIQUE ET GEOCHIMIQUE DES ROCHES
MAGMATIQUES DE BOUKAÏS (NORD-OUEST DE
BECHAR, ALGERIE SUD-OCCIDENTALE). CONTRIBUTION A UNE
ETUDE GEODYNAMIQUE DE LA REGION, A L'INFRA-CAMBRIEN**

Présentée par : **ABDEL MADJID SEDDIKI .**



Le : 16/11/1997.

Devant la commission d'examen :

**A. S. AZZOUNI
N. B. REMACI
B. SEMROUD
M. MEGARTSI
A. H. LOUNI**

**Prof/IST/USTHB
Chargée de cours/IST/Oran
Prof/IST/USTHB
Prof/IST/USTHB
Chargée de cours/IST/USTHB**

**Président
Rapporteur
Examineur
Examineur
Examineur**

Avant-Propos.

... Enfin l'occasion m'est donnée de remercier tous ceux qui de près ou de loin ont contribué à la réalisation de ce travail...

*Ce travail n'a pu voir le jour, sans l'aide et les nombreux conseils de mon encadreur Madame **REMACI Nacera**. Elle s'est attachée la lourde tâche lui demandant parfois l'abandon de son travail personnel durant des journées entières. Je lui témoigne toute ma reconnaissance et qu'elle trouve ici, mes remerciements les plus sincères. L'immense gratitude que je lui dois ne pourra jamais être exprimée par ces quelques mots.*

*Ce travail est le fruit de toute l'équipe du laboratoire de géologie et de pétrologie de Saint-Etienne, dans le cadre de l'accord programme algéro-français (**CMEP**) n° 94 MDU 286. Il doit également d'être arrivé à son terme grâce à l'aide inestimable que m'ont apporté Messieurs **Jean Yves COTTIN** et **René Pierre MENOT**, sans oublier **Bertrand MOINE**, qu'ils trouvent ici, ma gratitude et mes remerciements les plus sincères.*

*Mes remerciements vont également à **M. Zerka**, responsable de l'accord programme (**CMEP**) n° 94 MDU 286.*

*Au professeur Madame **A. S. AZZOUNI**, qui m'a fait l'honneur de présider le jury, et de bien vouloir juger ce travail, qu'elle trouve ici, mon profond respect et ma gratitude.*

*Je tiens à remercier également Messieurs les professeurs **B. SEMROUD** et **M. MEGARTSI** de bien vouloir examiner ce travail.*

*Je remercie Madame **A. H. LOUNI** pour ces conseils bénéfiques et d'avoir accepté de participer au jury, qu'elle accepte ma gratitude.*

*Mes missions sur le terrain ont été rendues possibles grâce à l'aide de l'**O.R.G.M.**, représentée par son directeur général Monsieur **B. TOUHARI**, qu'il soit profondément remerci.*

*Enfin, je réserve une place particulière à mes **parents** qui m'ont toujours apporté leur soutien et leur réconfort dans les moments les plus difficiles, je dédie cette Thèse à eux en premier, à mes frères et soeurs et mes ami(e)s.*

Table des matières

CHAPITRE I	1
INTRODUCTION ET GENERALITES.	1
I-1- BUT DU TRAVAIL	1
I-2- SITUATION GEOGRAPHIQUE.	3
I-3- CADRE GEOLOGIQUE.	4
I-3-1- Historique des recherches.	4
I-3-2- Géologie du massif de Boukais :	4
<i>I-3-2-1- Stratigraphie.</i>	<i>7</i>
<i>I-3-2-2- Tectonique :</i>	<i>10</i>
CHAPITRE II	13
ETUDE PETROGRAPHIQUE DES FACIES MAGMATIQUES DE BOUKAIS.	13
INTRODUCTION.	13
II-1- LES PRODUITS PYROCLASTIQUES :	13
II-2- LES ROCHES MAGMATIQUES : (Tab. 1)	13
II-2-1- Les andésites :	13
<i>II-2-1-1- Les andésites à fantômes d'olivine : (Pl. III, IV b et V).</i>	<i>14</i>
<i>II-2-1-2- Les andésites à amphibole et biotite : (Pl. VI)</i>	<i>14</i>
<i>II-2-1-3- Les andésites sensu-stricto : (Pl. VII)</i>	<i>14</i>
II-2-2- Les dolérites:	16
<i>II-2-2-1- Les dolérites sensu stricto: (Pl. IV a)</i>	<i>16</i>
<i>II-2-2-2- Les dolérites à fantômes d'olivine ? : (Pl. I et II)</i>	<i>16</i>
II-2-3- Les filons de roches différenciées “ trachy-dacitiques ” (Tab. 1, Pl. VIII et IX)	17
II-3- CONCLUSION DE L'ETUDE PETROGRAPHIQUE DES ROCHES MAGMATIQUES DE BOUKAÏS. (Tab. 1)	18

CHAPITRE III.	21
MINERALOGIE.	21
III-1- CONDITIONS D'ANALYSES:	21
III-2- MINERALOGIE DES PHASES MAGMATIQUES :	21
III-2-1- Les feldspaths : (Tab. 2 à 6).	22
III-2-2- Le clinopyroxène : (Tab.7 à 8).	24
III-2-3- Les oxydes ferro-titanés :	24
III-2-4- L'amphibole:	26
III-2-5- La biotite :	26
III-3- MINERALOGIE DES PHASES SECONDAIRES ET PROCESSUS DE TRANSFORMATIONS HYDROTHERMALES : SPILITISATION	26
III-3-1- L'épidote: (Tab. 11)	26
III-3-2- Le sphène : (Tab. 11)	26
III-3-3- L'albite:	27
III-3-4- Les chlorites: (Tab. 12).	27
III-3-5- La spilitisation:	28
 CHAPITRE IV	 33
GEOCHIMIE.	33
IV-1)- Géochimie des éléments majeurs: (Tab. 13)	33
IV-1-1 Composition normative, C.I.P.W: (tab.13, 16).	38
IV-2)- Géochimie des éléments en traces:	40
IV-3)- Caractérisations des roches volcaniques :	40
IV-3-1)- caractérisations globales :	40
IV-3-2)- caractérisation des roches basiques :	46

IV-3-3)- Caractérisation des roches acides	52
IV-4)- Conclusion de l'étude géochimique :	52
CHAPITRE V	55
DISCUSSION - CONCLUSION GENERALE, IMPLICATION GEODYNAMIQUE	55
V-I- RAPPEL DES CARACTERISTIQUES DE LA BOUTONNIERE DE BOUKAÏS.....	55
V-II- COMPARAISON DE LA BOUTONNIERE DE BOUKAÏS AVEC CEL- LES DE L'ANTI ATLAS MAROCAIN, DE L'OUGARTA, ET DU NORD- OUEST DU HOGGAR.....	56
V-II-1- Etat des connaissances sur les socles :	56
<i>V-II-1-1)- L'Anti Atlas Marocain:</i>	<i>56</i>
<i>V-II-1-2)- La chaîne de l'Ougarta :</i>	<i>57</i>
<i>V-II-1-3)- Le Nord-Ouest de l'Ahaggar :</i>	<i>57</i>
V-II-2- Minéralogie et géochimie comparatives :	57
V-III-CONCLUSION GENERALE.....	60
Références bibliographiques :	I
ANNEXES	i

Liste des tableaux.

- Tableau n° 1 récapitulation pétrographique des faciès magmatiques de Boukaïs.
Tableau n° 2 analyses représentatives et formules structurales des phénocristaux de plagioclases.
Tableau n° 3 analyses représentatives et formules structurales des phénocristaux de plagioclases.
Tableau n° 4 analyses représentatives et formules structurales des phénocristaux de plagioclases.
Tableau n° 5 analyses représentatives et formules structurales des phénocristaux de plagioclases.
Tableau n° 6 analyses représentatives et formules structurales des feldspaths potassiques.
Tableau n° 7 analyses représentatives et formules structurales des clinopyroxènes.
Tableau n° 8 analyses représentatives et formules structurales des clinopyroxènes.
Tableau n° 9 analyses représentatives et formules structurales des magnétites.
Tableau n° 10 analyses représentatives et formules structurales des ilménites.
Tableau n° 11 analyses représentatives et formules structurales des sphènes et une épidote.
Tableau n° 12 analyses représentatives et formules structurales des chlorites.
Tableau n° 13 analyses chimiques des éléments majeurs et compositions normatives.
Tableau n° 14 analyses chimiques des éléments en traces et terres rares.
Tableau n° 15 analyses normatives à base anhydre des roches totales de Boukaïs.
Tableau n° 16 les normes à partir des analyses chimiques des clinopyroxènes.

Liste des figures.

- Fig. 1 Schéma structural simplifié de l'Afrique de l'Ouest (in Cailleux et al, 1992).
Fig. 2 Situation du secteur d'étude (d'après carte topographique de Béchar 1/500.000).
Fig. 3 Schéma structural mettant en relation l'Anti-Atlas marocain, la chaîne de l'Ougarta et le massif de Boukaïs (in Donzeau et al, 1973).
Fig. 4 : Carte géologique du massif de Boukaïs.
Fig. 5 : coupes géologiques du massif de Boukaïs.
Fig. 6 : coupe lithostratigraphique montrant le strato-volcanisme du massif de Boukaïs.
Fig. 7 Diagrammes albite (Ab), anorthite (An) et orthose (Or) des feldspaths de Boukaïs.
Fig. 8 Diagramme de nomenclature des pyroxènes de Boukaïs (Morimoto et al, 1988).
Fig. 9 Diagramme $TiO_2 - Fe_2O_3 - FeO$ des ilménites et magnétites de Boukaïs.
Fig. 10 Diagramme de nomenclature des chlorites de Boukaïs.
Fig. 11 Diagramme $Ti+Cr$ vs Ca et Ti vs $Ca + Na$ des clinopyroxènes de Boukaïs.
Fig. 12 Diagramme Ti vs FM des clinopyroxènes de Boukaïs.
Fig. 13 Diagrammes binaires silice - éléments majeurs et perte au feu.
Fig. 14 Diagramme $Al - Fe - Mg$ des roches magmatiques de Boukaïs.
Fig. 15 Diagramme alcalins - silice des roches magmatiques de Boukaïs (Le bas et al, 1986).
Fig. 16 Diagramme $Qz-Dio-Hy-Ol-Ne$ normatifs de Yoder et Tilley (1962).
Fig. 17 Diagrammes binaires silice - éléments traces.
Fig. 18 Diagrammes $SiO_2 - Zr/TiO_2$ (a) et $Zr/TiO_2 - Nb/Y$ (b) des roches magmatiques de Boukaïs (Winchester et al, 1976).
Fig. 19 Diagrammes $Zr/Y - Zr$ des différents sources (a) et de contextes géodynamiques (b) (Pearce et al, 1979).
Fig. 20 Diagramme $TiO_2 - MnO - P_2O_5$ mettant en évidence les différents contextes géodynamiques (Mullen, 1983 in Affaton et al, 1996).

Fig. 21 Diagramme Y/15 - La/10 - Nb/8 (Cabanis et al, 1989).

Fig. 22 Spectres normalisés aux chondrites C1 des terres rares (Sun & Mc Donough, 1989) (a) ; spectres normalisés des éléments en traces aux MORB (Anderson, 1989) des dolérites (b) et des andésites (c).

Fig. 23 Spectres normalisés des éléments en traces au manteau primitif (Sun & Mc Donough, 1989) des dolérites (a) et des andésites (b) ; spectres normalisés des éléments en traces aux ORG (Pearce et al, 1984) des dacites (c).

Fig. 24 Diagramme SiO_2 - Zr/Ba et SiO_2 - Nb/La des roches magmatiques de Boukaïs. (Hawkesworth et al, 1993).

Fig. 25 Diagramme La/Nb vs Zr/Nb des roches magmatiques de Boukaïs (Sun et McDonough, 1989 in Demant et al, 1996).

Fig. 26 Diagramme Wo -En -Fs comparatif des clinopyroxènes de Boukaïs et de L'Ougarta.

Fig. 27 Diagramme Al_2O_3 - FeO - MgO comparatif des roches de Boukaïs, de l'Anti-Atlas et de l'Ougarta.

Fig. 28 Diagramme Ti+Cr vs Ca et Ti vs Ca + Na des clinopyroxènes de Boukaïs et de l'Ougarta.

Fig. 29 Comparaison géochronologique des massifs de l'Anti-Atlas, l'Ougarta, le NW du Hoggar et Boukaïs.

Fig. 30 Contexte géodynamique de la mise en place du strato-volcanisme de Boukaïs.

RESUME

La région de Boukaïs est constituée par une épaisse série sédimentaire et volcanique andésitique recoupée par des sills de dolérites et des extrusions de dacites. Elle constitue une boutonnière infra-cambrienne, à la marge Nord du Craton Ouest Africain, dans une situation comparable à celle de la chaîne de l'Ougarta. L'absence d'empreinte tectonique et métamorphique majeure suggère que ces bassins n'ont pas été impliqués dans l'orogène pan-africain ; les seules recristallisations secondaires sont de nature typiquement hydrothermale.

Les roches volcaniques basiques de Boukaïs (dolérites et andésites), à affinités de MORB, proviennent d'une source lithosphérique enrichie (type tholeiites continentales et leur genèse implique également une contribution crustale plus ou moins importante. Les dolérites seraient issus d'un manteau lithosphérique profond, à grenat alors que les andésites nécessiteraient une contamination crustale plus importante et/ou un manteau plus enrichi. Aucune composante asthénosphérique n'a été reconnue. Les dacites présentent des similitudes avec les granites des rides océaniques (ORG) et se différencient à partir de magmas tholéïtiques comparable au magma parent des dolérites. Elles montrent également une forte contamination et un processus d'AFC expliquerait leur genèse dans des chambres magmatiques intracrustales.

La contenu sédimentaire et volcanique du bassin de Boukaïs ainsi que les caractéristiques chimiques du magmatisme dénotant une genèse complexe, origine lithosphérique et contribution crustale, sont compatibles avec un mécanisme d'amincissement affectant toute la lithosphère. Cette tectonique pourrait être associée aux systèmes transtensifs N40-N60 d'âge précambrien.

Les analogies géochronologiques et géochimiques reconnues entre la série de Boukaïs et celles de l'Anti-Atlas, de l'Ougarta et du NW du Hoggar incitent, à la lumière de nos résultats, à ré-évaluer la signification géodynamique de ces régions et en particulier celle de l'Ougarta.

CHAPITRE I

INTRODUCTION ET GENERALITES.

I-1- BUT DU TRAVAIL

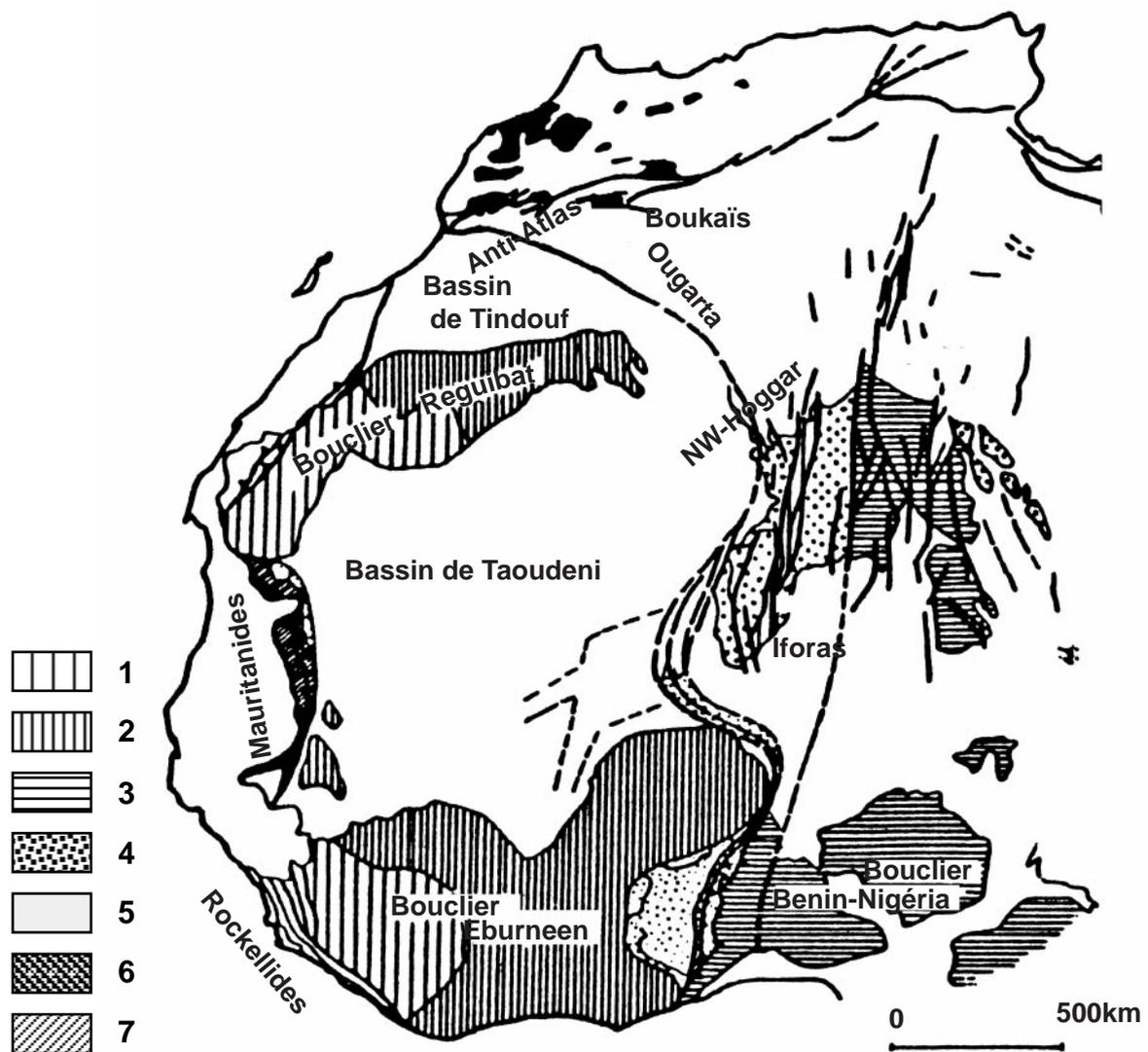


Fig. 1 Schéma structural simplifié de l'Afrique de l'Ouest (d'après Cailleux et al, 1992). 1- Archéen; 2- Protérozoïque inférieur; 3- Socle polycyclique du Bouclier Touareg; 4- Protérozoïque supérieur; 5- Précambrien terminal et Cambrien; 6- Zone mobile hercynienne marocaine; 7- Mauritanides.

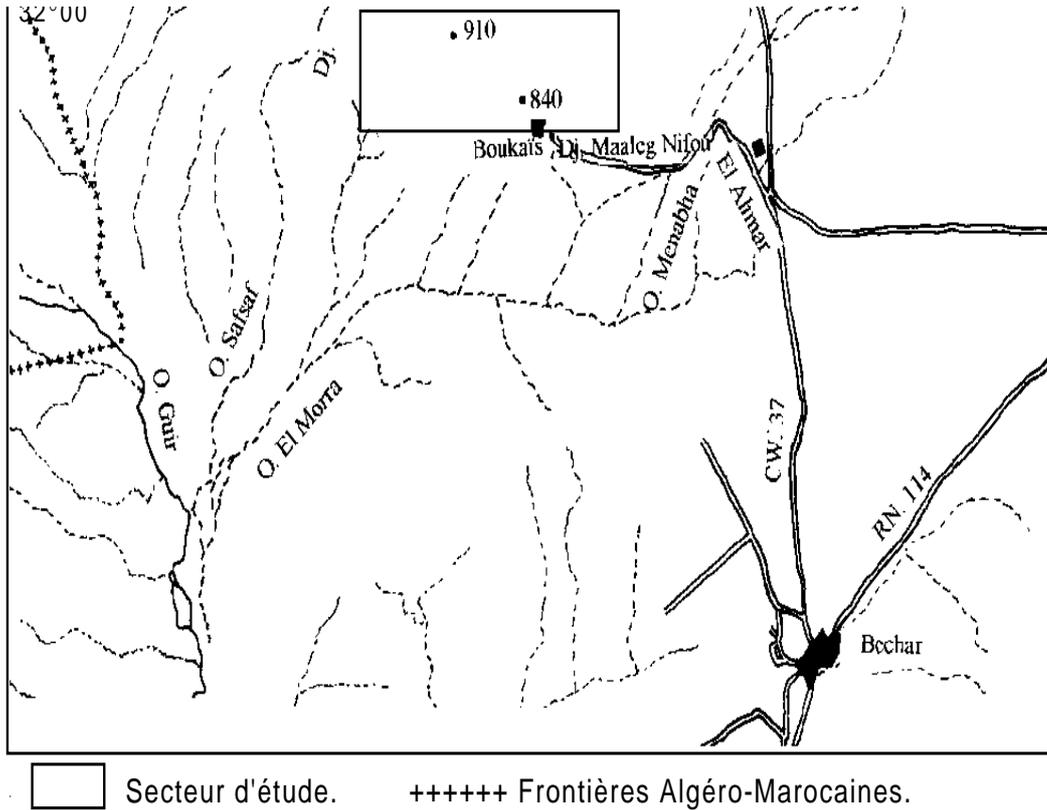


Fig.2 Situation du secteur d'étude (d'après carte topographique de Béchar 1/500.000).

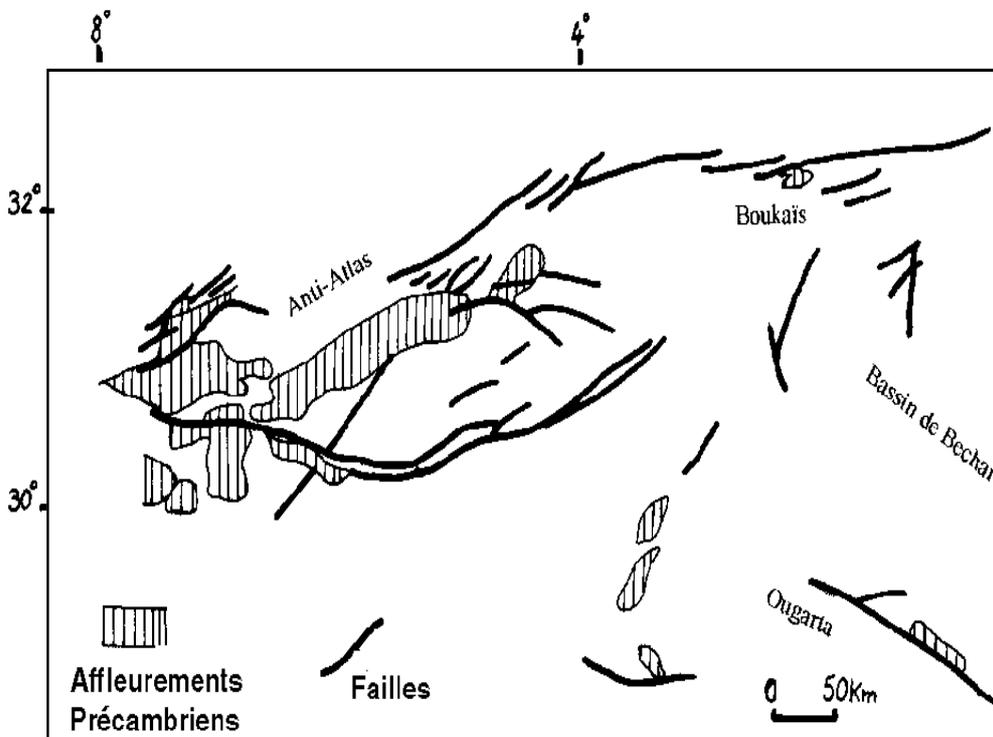


Fig. 3 Schéma structural mettant en relation l'Anti-Atlas marocain, la chaîne de l'Ougarta et le massif de Boukais (in Donzeau et al, 1973).

Le massif de Boukaïs dont les dernières études géologiques datent de plus de 40 ans (Meindre 1952) est un fragment de la marge nord du craton ouest africain, dans une zone affectée par la tectonique mésozoïque, à proximité du grand accident Sud Atlasique (Fig 1 et 3).

Cette boutonnière correspond à un bassin caractérisé par l'association de faciès sédimentaires carbonatés et détritiques grossiers et d'une série volcanique à caractère essentiellement andésitique. Cette association est recoupée par des dolérites et des dacites et surmontées par des séries sédimentaires marines cambro-siluriennes (Seddiki, 1997). A l'échelle régionale, le massif de Boukaïs présente des analogies stratigraphiques et pétrographiques avec les secteurs voisins de l'Anti-Atlas (Le Blanc et al, 1979) de l'Ougarta (Alimen et al, 1952, Chikhaoui, 1974 et Preidel, 1985) et du Nord Ouest Hoggar (Caby, 1983). Toutefois, que ce soit dans la boutonnière de Boukaïs ou dans la chaîne de l'Ougarta il n'existe aucun affleurement de socle profond témoignant de l'existence d'un cycle orogénique complet au Pan-africain (obduction, subduction et/ou collision), comme cela a été démontré dans les socles de l'Anti-Atlas marocain (Leblanc, 1979) et du Hoggar Occidental (Caby, 1983).

Aussi l'existence de cet épisode volcanique " andésitico-rhyolitique ", déjà reconnu dans le massif de Boukaïs (Meindre, 1952) et d'âge " infracambrien " ou " éocambrien " mais encore mal caractérisé sur le plan pétro-géochimique, représente un bon moyen de préciser la signification géodynamique de ce massif et de tenter de l'intégrer dans le cadre des connaissances sur la marge nord-orientale du Craton Ouest Africain. Notre étude va tenter de répondre aux questions suivantes : " A quel contexte cet épisode volcanique peut-il être attribué : anorogénique? post-pan-africain ? ou tardi-panafricain? La nature andésitique de ce volcanisme nous conduira naturellement à préciser ses sources.

I-2- SITUATION GEOGRAPHIQUE.

Le massif de Boukaïs est situé à 50 km au Nord Ouest de la ville de Béchar, il a une superficie d'environ 160 km² (20 * 08). Les coordonnées de la région sont les suivants : - 31° 90'- 32° 00'N. et 2° 40'- 2° 60' W. Le relief est peu accidenté avec un sommet avoisinant 910 m et une plaine à 840 m (Fig. 2). Il est limité au Nord et à l'Ouest par le Djebel Megsem, à l'Est par les villages de Lahmar et Menabha, au Sud par le Djebel Maaleg Nifou et le village de Boukaïs. La présence de cette boutonnière contenant des roches infracambriennes est due à l'existence de deux grandes fractures appartenant au système Sud Atlasique. Elle est limitée au Sud par la fracture jalonnant le synclinorium de Béchar - Kenadsa. Au Nord c'est l'accident Sud Atlasique au sens strict qui se prolonge jusque dans l'Anti-Atlas (Fig. 3).

I-3- CADRE GEOLOGIQUE.

I-3-1- Historique des recherches.

Tous les travaux dans la région avaient un but de recherche minière et de détermination d'indices de minéralisations, essentiellement de cuivre, d'argent et de manganèse. Les premières études datent des années 50 (Meindre 1952 à 1955), elles ont essentiellement porté sur :

- 80 sondages à vocation minière de 1230m de profondeur ;
- 18 puits de 30 m avec travers- bancs et recoupes ;
- 05 galeries avec recoupes et 50 tranchées.

Ces travaux ont abouti à une carte géologique au 1/50.000 et à une carte de répartition des gîtes miniers avec des implications géochimiques et géophysiques.

Pchenitchny (1976) et Contcharenko (1977) exécutèrent des travaux de contrôle des indices de minéralisations. En 1986, Bareja fut chargé de reprendre les travaux de prospection. Dans ce cadre, un levé géologique et géochimique au 1/25.000 a été réalisé, qui n'a malheureusement pas été consulté. En 1989, un rapport a été établi par Bousmaha (ORGM, Béchar) sur les prospections du cuivre, travaux qui n'ont pas eu de suite du point de vue exploitations nouvelles.

I-3-2- Géologie du massif de Boukais :

Nous avons effectué une mission de terrain d'un mois en 1995, avec l'aide de l'O.R.G.M. de Béchar, pour réactualiser la géologie de ce secteur à la lumière de l'évolution des connaissances de la géologie de l'Afrique nord-occidentale. Les recherches nouvelles ont été principalement axées sur la série volcanique. Une étude géologique, pétrologique et géochimique de détail a donc été entreprise dans le cadre de cette thèse.

Le massif infracambrien de Boukais est limité au Nord, au Sud et à l'Ouest par des formations secondaires et tertiaires, à l'Est par une série sédimentaire cambro-silurienne. Il est constitué, de bas en haut, par : (Fig. 4).

- une série calcaire ;
- une série de grès rouges avec un conglomérat terminal ;
- une série strato-volcanique andésitique ;
- un sill doléritique ;
- des extrusions " trachy-dacitiques " au nord et au centre du massif ;
- un conglomérat polygénique ;
- une série grésoschisteuse attribuée au cambro-silurien et datée à sa base paléontologiquement par des trilobites (Meindre, 1952).

Concernant l'épisode volcanique, Meindre en 1952, avait regroupé les andésites et les dolérites dans le même épisode. Notre étude de terrain et de pétrographie a démontré la postériorité des sills de dolérites par rapport aux coulées d'andésites interstratifiées avec la série volcano-sédimentaire ; ainsi que celle des filons plus différenciés de nature trachy-dacitique plutôt que rhyolitique.

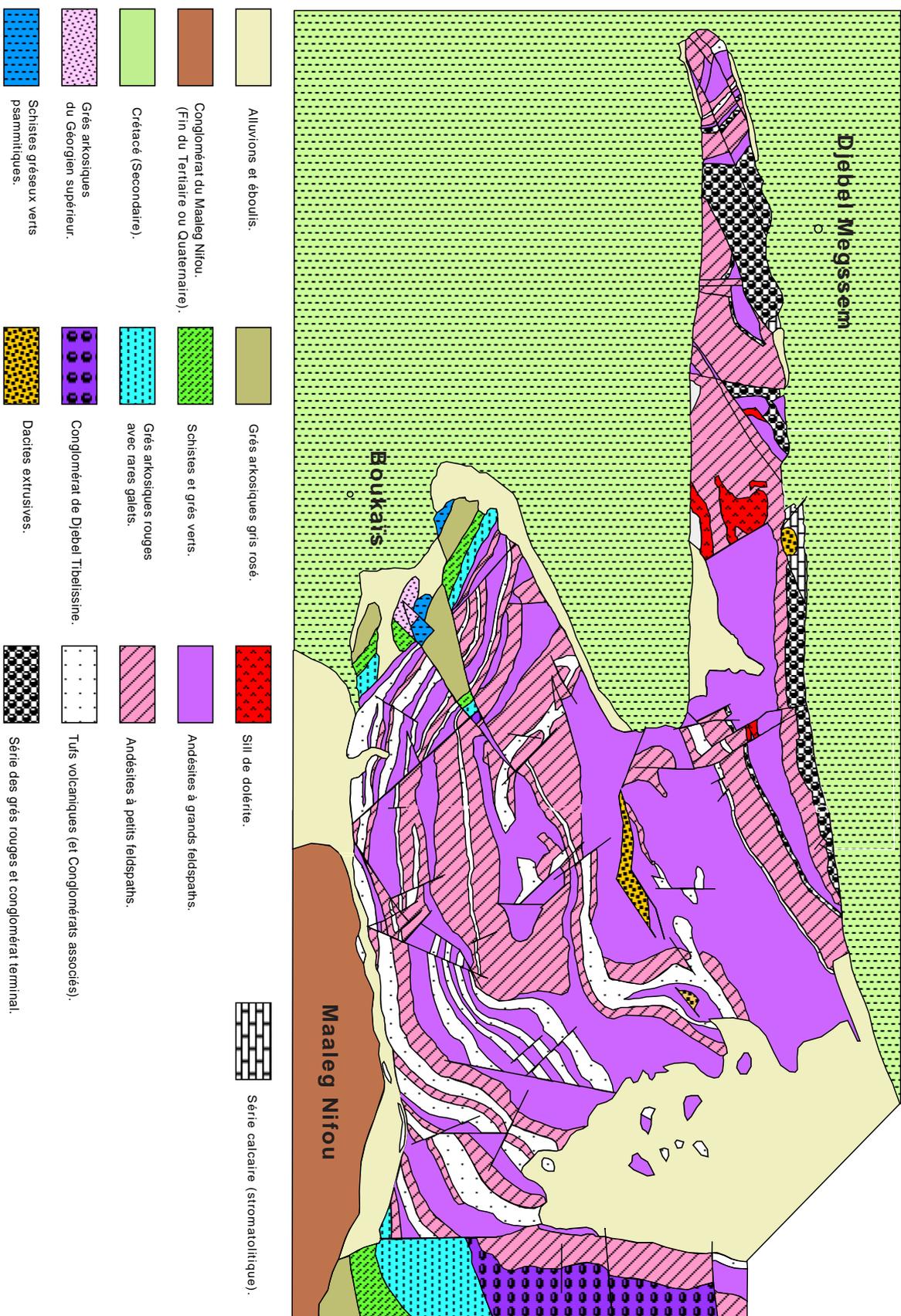


Fig. 4 Carte géologique du massif de Boukais (Ech. 1/70.000), Meindre (1952), modifiée par Seddiki (1997).

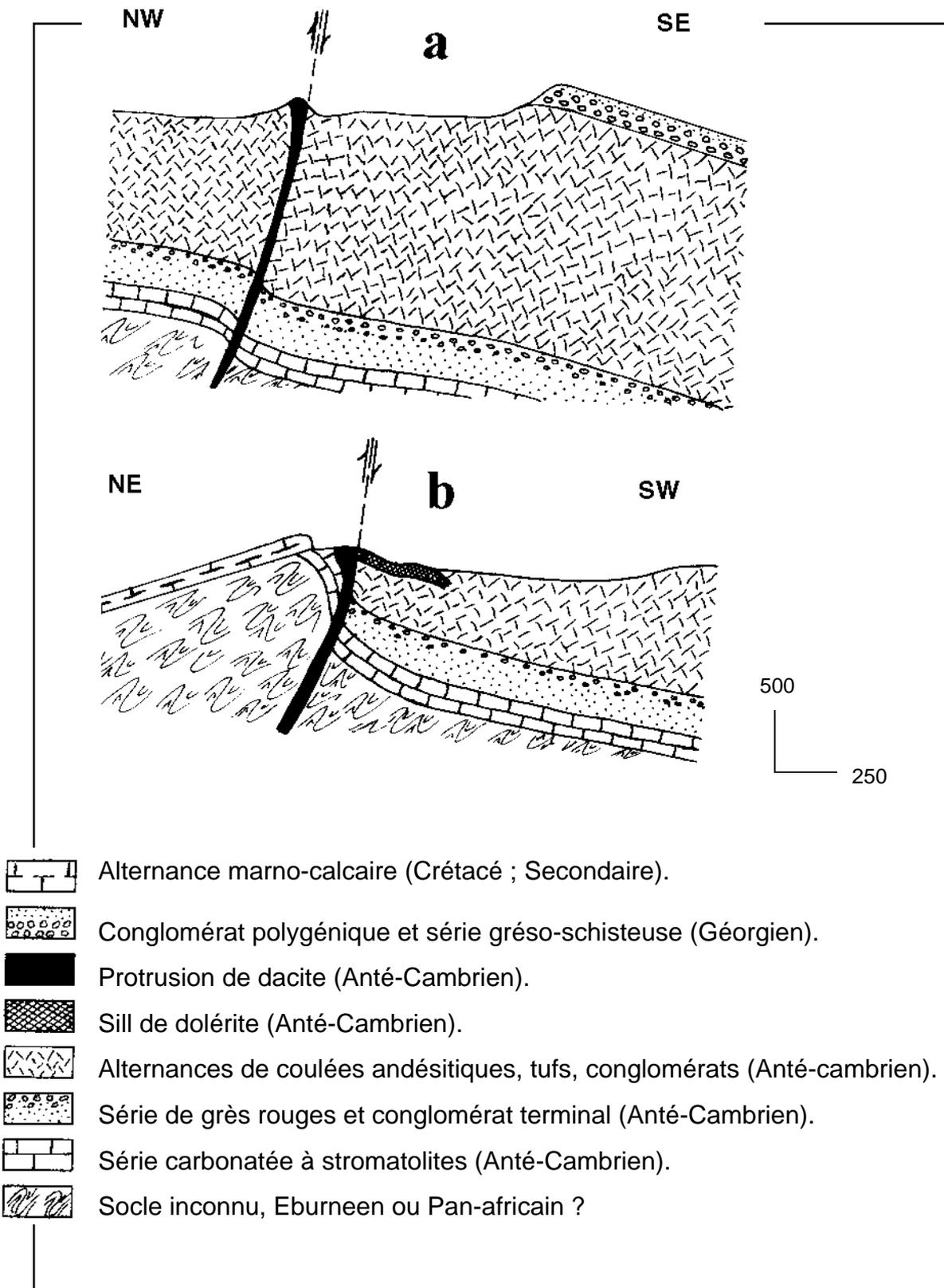


Fig. 5 Coupes géologiques du massif de Boukaïs.

I-3-2-1- Stratigraphie.

La diversité faciologique que présente le massif de Boukaïs, nous a permis de lever deux coupes géologiques. L'une a été effectuée au Nord du massif, avec une direction NE-SW, où affleurent la série la plus ancienne (série calcaire), la première extrusion trachy-dacitique ainsi que le sill doléritique (Fig. 5 a). L'autre a été prise de centre vers l'Est du massif, dans une direction NW-SE où apparaissent la série cambrienne et la deuxième extrusion trachy-dacitique (Fig. 5 b). Ces deux levées de coupes ont permis de mettre en évidence les formations suivantes :

A/- Formations anté-cambriennes:

a)- Série calcaire:

Les affleurements sont situés au Nord Ouest du massif de Boukaïs. La série calcaire d'épaisseur totale de 200 m, repose sur des pélites verdâtres et rougeâtres, montrant des traces de minéralisations en cuivre, et dont la base n'affleure pas car elle est recouverte par une formation d'âge secondaire (Fig.5 a,b). Les calcaires sont francs, rubanés et de couleur noire due à la présence de matière organique. Il s'agit essentiellement de stromatolites dans lesquels on note la présence de rognons silicifiés et d'oxydes de fer. Les bancs à éléments détritiques sont moins abondants (calcaires gréseux et feldspathiques) avec une épaisseur de 1 à 4 m. Des lits argilo-schisteux s'intercalent dans cette série, leur épaisseur varie de 10 à 20cm. Les niveaux argileux noirs et verts, présentent des indices en Cu, Ag, et Pb qui ont été observés en surface et en sondage (Bousmaha, 1989).

b)- Série des grès rouges:

Elle est représentée essentiellement par des grès arkosiques et des grauwackes plus ou moins grossiers à ciment argileux rouge (Fig.5 a,b). Son épaisseur, estimée grâce aux sondages, varie de 350 à 400 m (Bousmaha, 1989). La base de la série est constituée par des grauwackes très fins, siltiques. Le sommet de la série des grès rouges devient plus détritique et plus grossier. Des niveaux micro-conglomératiques, de quelques décimètres d'épaisseur, apparaissent.

c)- Le conglomérat terminal: **(Fig.5 a,b).**

Le passage entre ce conglomérat et la série des grés rouges est progressif. Le ciment est de même composition que celui des grés (argileux), rouge, grossier et parfois microconglomératique, les galets (de 1 à 30 cm) sont des granites, des aplites, de roches volcaniques, de roches métamorphiques de faciès schistes vert à amphibolite (Meindre, 1952) et de calcaire. Dans le conglomérat, les galets de roches de la série volcanique de Boukaïs sont absents, l'origine de ces éléments de socle déjà arrondies, est donc vraisemblablement à rechercher dans l'Anti-Atlas. Les éléments volcaniques susceptibles d'appartenir à la série volcanique andésitique de Boukaïs (voir ci-dessous), n'apparaissent qu'à la surface de cette formation. L'épaisseur de ce conglomérat varie de 1-1,5 m à l'Est et de 10 - 15 m à l'Ouest (Bousmaha, 1989). Cette variation d'épaisseur définit un biseau stratigraphique essentiellement dû à des différences de relief au cours de la sédimentation de ces conglomérats.

d)- La série volcanique et sédimentaire de Boukaïs :

La série volcanique, qui fait l'objet de la présente étude, est d'une puissance de 1500 à 2000 m (Meindre, 1952). Elle est limitée, à la base, par le toit du conglomérat terminal et, au sommet, par le conglomérat du Djebel Tibelissine qui surmonte les dernières manifestations volcaniques (Fig.5 a,b). Les critères de terrain ont permis d'établir la chronologie de mise en place des différents faciès magmatiques. En premier lieu des coulées andésitiques se sont épanchées et se sont interstratifiées avec des tufs et des conglomérats, puis un sill doléritique est intrus dans la série volcano-sédimentaire et volcanique et enfin des extrusions "trachy-dacitiques" recoupant l'en-

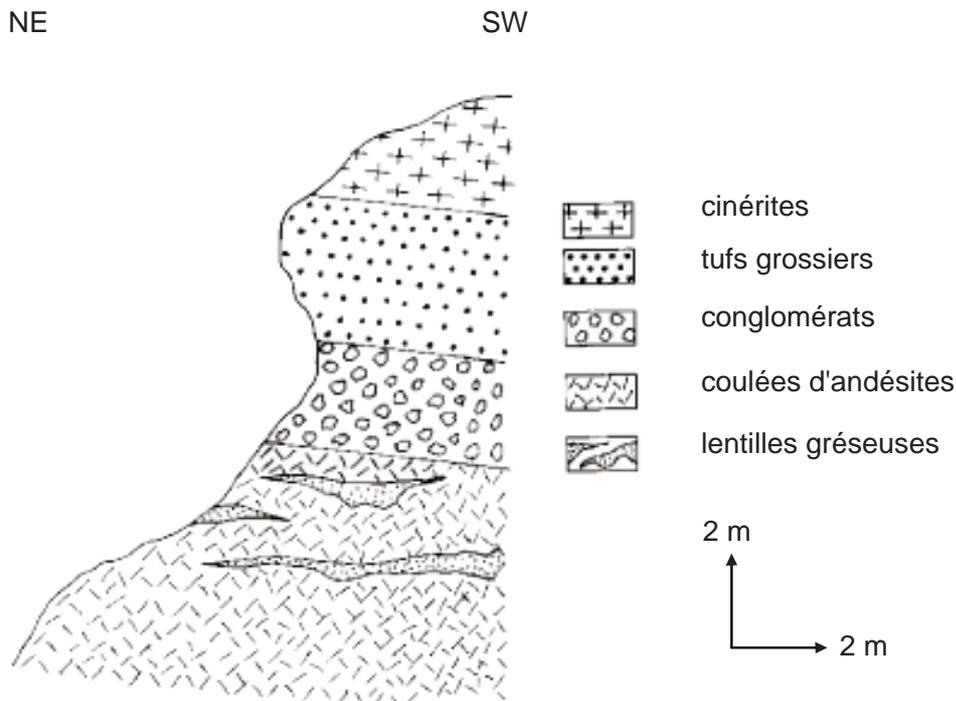


Fig. 6 : Coupe lithostratigraphique montrant le strato-volcanisme du massif de Boukaïs

semble. Le sill doléritique, au Nord-Est du massif, est en partie mis en relief grâce à l'érosion préférentielle des coulées volcaniques andésitiques.

Les coulées andésitiques sont de type strato-volcanique. Elles sont intercalées de bancs de tufs volcaniques rouges associés à des conglomérats à petits éléments (1 à 2 cm) provenant d'un remaniement des tufs. Entre ces coulées, on constate aussi des intercalations de tufs très durs en couches épaisses de plusieurs dizaines de mètres, d'une couleur noir violacé, de cinérites très fines et de conglomérats à ciment arkosique et à galets d'andésite atteignant 10 à 15 cm de diamètre notamment au Sud et au Sud Ouest de la structure de Boukaïs (Fig.6). L'ensemble de cette lithologie témoigne d'un volcanisme de type explosif.

Dans la série volcanique de Boukaïs, trois types de matériaux ont donc été reconnus :

* des coulées d'andésites à phénocristaux de feldspaths, dont l'épaisseur varie de quelques mètres à une cinquantaine de mètres ; ces andésites sont facilement reconnaissables, à l'oeil nu, grâce à la taille des phénocristaux de feldspaths (1 à 4 cm), à leur couleur gris clair et à leur forte altération ; on y distingue des vacuoles remplies de calcite et de chlorite qui marquent le sommet des coulées ;

* des coulées d'andésites à petits feldspaths, difficilement discernables à l'oeil nu et montrant une texture à tendance doléritique.

* un sill de dolérites aphanitiques, sombres à rougeâtres, qui apparaît à la faveur de fenêtres restreintes au Nord du massif andésitique ;

Enfin, dans la région de Boukaïs, a été mise en évidence l'existence d'extrusions trachydacitiques au Nord et au centre du massif. Ces extrusions sont caractérisées par des contacts bréchiques avec les coulées andésitiques, ce qui témoigne de leur postériorité par rapport à ces dernières. Sur le terrain, nous n'avons décelé aucun indice de centre ou d'appareil volcanique à l'origine des coulées et projections. De plus, aucune variation dans la granulométrie des projections volcaniques n'ayant été observée et aucune polarité n'a pu être définie. Ces constatations nous conduisent à admettre une mise en place de type fissural

B/- Les formations cambriennes :

Elles sont constituées de conglomérats polygéniques, surmontés par des alternances gréso-schisteuses (Fig.5 b).

a)- Le conglomérat du Djebel Tibelissine :

D'une épaisseur de 200 m environ à l'Est de la structure (Djebel Tibelissine), et quelques mètres seulement dans la partie Sud-Ouest et Sud, ce conglomérat n'affleure pas dans les autres parties du massif. En plus des éléments déjà observés dans le conglomérat terminal de la série des grès rouges (socle), on note dans celui de Djebel Tibelissine, l'abondance de galets provenant de l'ensemble des formations volcaniques de Boukaïs (andésites, dolérites et trachydacites).

b)- La formation cambro-silurienne:

Elle surmonte immédiatement les conglomérats du Djebel Tibelissine ; avec des affleurements particulièrement bien développés au Sud-Est du massif mais plus limités au Sud-Ouest.

La succession de bas en haut est la suivante :

- un banc calcaire ;
- des grès arkosiques rouges avec de rares galets ;
- des schistes et grès verts ;
- des grès arkosiques gris rosés ;
- des schistes gréseux verts et à tendance psammitique ;
- des grès arkosiques blanchâtres.

Des trilobites (*Ellipsocephalus*) ont été observés dans les schistes gréseux verts, à l'Est du massif de Boukais. Ces fossiles sont caractéristiques de la base du Cambrien de la région (Géorgien supérieur), (Meindre, 1952).

C/- Conclusion sur l'ambiance sédimentologique au Précambrien terminal et au Cambrien :

Le Précambrien terminal de la région de Boukais est caractérisé par une sédimentation margino-littorale sur une plate-forme carbonatée (calcaires à stromatolites). Ces calcaires incorporent une composante détritique de plus en plus importante surmontés par des grès rouges à violacés. Cette rubéfaction généralisée reflète probablement un domaine purement continental. Cette série des grès rouges est recouverte par un conglomérat rougeâtre à éléments décimétriques, issus du démantèlement du socle cristallin de l'Anti-Atlas (granites, aplites, rhyolites...etc.). La série volcanique correspond à une activité sub-aquatique, marquée par l'abondance des intercalations de tufs, de conglomérats et de bancs rougeâtres.

La fin de ces manifestations volcaniques est marquée par des rejeux de failles conduisant aux soulèvements de certains blocs par rapport à d'autres, provoquant leur démantèlement avec l'arrivée d'un apport détritique considérable de l'extérieur. La série volcano-sédimentaire de Boukais, ne présente pas de traces de métamorphisme important hormis des manifestations hydrothermales qui peuvent correspondre à des remobilisations d'éléments chimiques dues à la circulation des fluides et associées à l'anchimétamorphisme développé au cours de l'orogénèse hercynienne.

I-3-2-2- Tectonique :

Au niveau de la structure de Boukais, Meindre (1952), note l'existence de deux phases tectoniques, l'une anté-secondaire et l'autre post-secondaire.

a) La phase tectonique anté-secondaire :

Les mouvements tectoniques anté-secondaire sont subdivisés en deux épisodes syn et post-volcaniques :

a-1)- la tectonique anté à synvolcanique est représentée par des failles de direction N40 à N60. Pour ma part, je suggère que cette tectonique est plutôt représentée par des failles transtensives, leur jeu principal a permis l'individualisation de bassin transtensive et ensuite la mise en place du volcanisme et l'hypovolcanisme de Boukais.

a-2)- la tectonique post-volcanique affecte toutes les formations du massif de Boukais y compris les formations cambro-siluriennes. Elle a engendré la formation d'un système d'anticlinaux et de synclinaux au centre et à l'Ouest de la structure. La languette cambrienne du Sud-Ouest correspond à un effondrement (grabben). Elle peut être subdivisée en deux phases tectoniques principales :

* une phase tectonique ayant donné des failles et des plis orientés SW-NE (N40 à N70). Cette phase est, en général, responsable de l'allure actuelle de la structure, et les failles montrent un pendage général NNW de 45 à 70°. Les minéralisations de cuivre et de manganèse sont liées à ces failles (Meindre, 1952).

* une phase tectonique plus récente responsable de failles de direction N-S et qui décrochent les failles synvolcaniques (N40 à N60). Les directions N-S sont moins importantes.

L'âge de la tectonique a été attribué, d'après les terrains affectés, du post Dévonien à anté-Jurassique. Elle pourrait donc être essentiellement varisque (340-300Ma), comme cela a été proposé pour la chaîne de l'Ougarta (Alimen et al, 1952).

b) La tectonique post-secondaire :

Elle est représentée par la tectonique atlasique tello-rifaine qui s'est manifestée par la formation de deux anticlinaux à axe Est-Ouest dissymétriques dans les terrains secondaires, avec au Nord un pendage de 5 à 10° vers le Nord et au Sud un pendage de 60 à 70° vers le Sud. Les anticlinaux sont bien visibles à l'Ouest du massif.

CHAPITRE II

ETUDE PETROGRAPHIQUE DES FACIES MAGMATIQUES DE BOUKAIS.

INTRODUCTION.

Le magmatisme de Boukais est caractérisé par des coulées d'andésites et des pyroclastites recoupés par un sill de dolérite. Il a été aussi décrit des extrusions tardives, " trachy-dacitiques " au Nord et au centre du massif. Les produits pyroclastiques apparaissent sous différents aspects ; tufs, brèches et cinérites.

II-1- LES PRODUITS PYROCLASTIQUES :

Les produits pyroclastiques forment :

- des brèches litées, très dures, grossières ou tuffacées, associées à des conglomérats à éléments détritiques, de couleur noir violacé ou rouge clair ;
- des lits de cinérites, également très durs, noir verdâtres.

Au microscope, les tufs présentent une structure généralement bréchique et le ciment est soit pyroclastique, soit détritique. Si sur le terrain, les tufs à ciment pyroclastique peuvent être confondus avec les roches volcaniques effusives, ils s'en distinguent par la présence d'éléments à contours polygonaux et cataclastiques. On constate que les tufs et les cinérites sont très consolidés, avec un ciment plus ou moins volcanique, ceci suggère un soudage à chaud comme c'est fréquent dans le cas des ignimbrites, toutefois nous n'avons aucune trace d'éléments à structure fluidale ou en flamme.

II-2- LES ROCHES MAGMATIQUES : (Tab. 1)

II-2-1- Les andésites :

II-2-1-1- Les andésites à fantômes d'olivine : (Pl. III, IV b et V).

La roche est de couleur gris foncé, à gros cristaux de feldspaths blanchâtres, plus ou moins verdâtres ou rosâtres à cause de l'altération. En lame mince, la roche montre une texture microlitique porphyrique à tendance doléritique. Les plagioclases se présentent en lattes séricitisées. Les fantômes ont les caractéristiques de forme des olivines et d'autres à celles des orthopyroxènes (clivages et formes), ces pseudomorphoses sont entièrement remplies par la calcite, l'épidote et de la chlorite, ce qui rend difficile leur reconnaissance. Les augites à macle en sablier sont plus précoces que les plagioclases, elles sont inclus dans ces derniers. La mésostase est constituée de microcristaux de plagioclases, de quartz secondaire, de calcite, d'épidote et de chlorite.

L'ordre de cristallisation est le suivant : olivine?, orthopyroxène?, augite, plagioclase. Puis, les microcristaux baignant dans la mésostase. Le quartz, la calcite, l'épidote et la chlorite forment la paragenèse secondaire d'altération.

II-2-1-2- Les andésites à amphibole et biotite : (Pl. VI)

La roche est de couleur foncée, à petits cristaux de feldspaths roses de taille millimétrique.

Microscopiquement, la roche montre une texture microlitique porphyrique. Elle est constituée de phénocristaux et de microlites de plagioclase, de feldspath potassique (orthose), d'amphiboles remplacées par des pseudomorphoses d'épidote, chlorite et séricite, et de biotites chloritisées.

Le plagioclase se présente généralement, en lattes automorphes à subautomorphes et à mâcles polysynthétiques, il est parfois zoné, avec un coeur plus calcique, épidotisé et séricitisé. Il contient des inclusions de biotite chloritisée, d'amphiboles épidotisées et chloritisées et parfois d'apatite. L'orthose forme des lattes subautomorphes, mâclées Carlsbad et montre des inclusions de biotite, d'amphibole altérées et de plagioclase.

Les amphiboles subautomorphes sont totalement altérées en un assemblage de quartz - plagioclase - séricite - épidote avec la magnétite qui se concentre préférentiellement autour des amphiboles. Les biotites se présentent en paillettes, le plus souvent totalement remplacées par la chlorite et la magnétite. L'apatite, en baguettes ou en sections sub-arrondies est incluse dans les plagioclases et les biotites. Les minéraux opaques sont des magnétites et résultent de l'altération des minéraux ferromagnésiens ;ils sont xénomorphes et interstitiels. La mésostase est constituée de microlites de plagioclase, d'orthose, de microcristaux d'amphibole et de biotite altérée, de magnétite, de paillettes de séricite, d'épidote et de quartz. On note aussi un remplissage secondaire de quartz dans des microfissures.

L'ordre de cristallisation est le suivant:

- phénocristaux d'apatite, amphibole, biotite, plagioclase, orthose, puis, développement de la mésostase microlitique. Le quartz, plagioclase secondaire, séricite, épidote et magnétite, forment la paragenèse secondaire.

II-2-1-3- Les andésites sensu-stricto : (Pl. VII)

Tableau N°1 : *récapitulation pétrographique des faciès magmatiques de Boukais*

	Andésite à augite et olivine	Andésite à amphibole et biotite	Andésite simple à plagioclase	Dolérite sensu-stricto	Dolérite à olivine
Plagioclase	phéno et microcristaux	phéno et microcristaux	phéno et microcristaux	en baguettes enchevêtrées, ou inclus dans l'augite	Précocce - inclus dans l'augite
Augite	incluse dans le plagioclase			subautomorphes- rares	intersituelle ou en gros cristaux
Ilménite	incluse dans l'augite			incluse dans le plagioclase et l'augite	incluse dans le plagioclase et l'augite
Magnétite	incluse dans le plagioclase			incluse dans l'augite	isolée ou incluse dans l'augite
Apatite					en prismes inclus dans l'augite
Amphibole			incluse dans le plagioclase automorphe, totalement altérée	incluse dans le plagioclase et l'augite	
Biotite					
Quartz					
Olivine?	en fantôme				en fantômes
Feldspath potassique		lattes subautomorphes			
Orthopyroxène?	en fantôme				en fantômes
Epidote	transformation de : plagioclase	transformation de : plagioclase et amphibole	transformation de : amphibole	transformation de : plagioclase	transformation de : plagioclase
Calcite	plagioclase	amphibole		plagioclase	olivine
Chlorite	olivine et OPX	biotite et amphibole			olivine et OPX
Leucoxène	ilménite	biotite et amphibole			ilménite
Magnétite					
Titanomagnétite					
Quartz	plagioclase	amphibole	amphibole et dans les alvéoles	plagioclase	plagioclase
Micas blancs	plagioclase	amphibole-plagioclase-biotite	plagioclase		
Plagioclase	Filon différencié I microcristaux d'albite prismes inclus dans la sanidine et plagioclase	Filon différencié II phéno et microcristaux inclus dans les plagioclases			
Apatite					
Amphibole	rare totalement altérées	rare totalement altérées auto à subautomorphes			
Biotite		phéno et microcristaux perthitiques			
Quartz					
Feldspath potassique	phéno et microcristaux de sanidine				
Epidote	transformation de : amphibole	transformation de : plagioclase			
Calcite	amphibole				
Chlorite	amphibole	biotite			
Magnétite	amphibole	biotite			
Titanomagnétite	amphibole				
Quartz					
Micas blancs	plagioclase	remplissage des microfissures plagioclase			

A l'oeil nu, la roche est porphyrique, à phénocristaux de feldspaths de couleur blanchâtre à rose et de taille variant entre 2 et 20 mm. La mésostase est gris foncé.

Au microscope, ces andésites montre une texture microlitique porphyrique, à tendance fluidale. Elle est constituée essentiellement de plagioclases en phénocristaux et en microlites et de rares cristaux d'amphibole. L'habitus des minéraux est identique à celui décrit dans les faciès précédents. Des alvéoles remplies de quartz secondaire sont observées également.

L'ordre de cristallisation est le suivant:

- magnétite, amphibole, plagioclase ; puis la cristallisation des microlites baignant dans la mésostase. La magnétite, séricite, quartz et calcite forment la paragenèse secondaire.

II-2-2- Les dolérites:

II-2-2-1- Les dolérites sensu stricto: (Pl. IV a)

La roche est de couleur gris clair, généralement aphanitique. En lame mince, elle montre une texture doléritique, formée essentiellement de plagioclase, d'augite et de minéraux opaques (ilménite, magnétite).

Le plagioclase se présente, généralement, en baguettes automorphes à subautomorphes et enchevêtrées. Il est assez souvent damouritisé et épidotisé avec un assemblage quartz + calcite, généralement inclus dans les augites. Ces dernières se présentent en individus subautomorphes, peu dégradées comme c'est fréquemment le cas des roches volcaniques altérées. Elles semblent dans ce cas assez tardives. L'ilménite apparaît en grains subautomorphes ou en baguettes ; les sections sont généralement incluses dans les augites, elles sont corrodées et associées fréquemment à des plages cryptocristallines brun jaunâtres de leucoxène secondaire. La magnétite s'observe sous forme de cristaux subautomorphes isolés ou inclus dans l'augite.

L'ordre de cristallisation est le suivant:

- ilménite et magnétite, plagioclases, augite. Le leucoxène, le quartz, la calcite, l'épidote et les micas blancs constituent les phases secondaires, post-magmatiques.

II-2-2-2- Les dolérites à fantômes d'olivine ? : (Pl. I et II)

A l'oeil nu, la roche apparaît différente de la précédente par sa couleur rouge foncé.

En lame mince, la roche se différencie également, par la présence de minéraux fantômes d'olivine et d'orthopyroxène? Des augites cristallisent sous forme de gros cristaux englobant des baguettes de plagioclase et des prismes d'apatite. Elles semblent ainsi assez tardives.

L'ordre de cristallisation est le suivant :

- (olivine - orthopyroxène), ilménite, magnétite, apatite, plagioclase, clinopyroxène.

II-2-3- Les filons de roches différenciées “ trachy-dacitiques ” (Tab. 1, Pl. VIII et IX)

Deux filons de roches de couleur rouge et nettement plus siliceux, recourent la série volcano-sédimentaire andésitique. Il s'agit d'un dyke de 50 m de large orienté ENE-WSW, non zoné et d'un neck ou protrusion cylindrique de 100m de diamètre. Dans les deux cas les bordures bréchiques témoignent de la postériorité de ces injections magmatiques par rapport à la série andésitique. En revanche aucune relation chronologique ne peut être établie avec les dolérites. Le premier filon dépourvu de phénocristaux de quartz (Pl. VIII) est une roche de couleur rouge foncée. La pâte prédominante est rougeâtre, généralement très siliceuse et englobe quelques phénocristaux de feldspaths de couleur blanchâtre à rose, montrant une orientation préférentielle.

Microscopiquement, la roche, à tendance trachytique, est constituée de sanidine, de plagioclase et de rares cristaux d'amphibole totalement altérés. La sanidine apparaît en tablettes rectangulaires, à macle de Carlsbad, généralement craquelées, quelque peu séricitisées et contenant des inclusions d'apatite, d'amphibole et parfois de microcristaux de plagioclase. Ce dernier est en lattes automorphes à subautomorphes, à mâcles polysynthétiques, partiellement séricitisé et renferme également de l'apatite. De rares cristaux subautomorphes d'amphibole existent dans la roche ; ils sont totalement altérés en chlorite et épidote avec concentration de magnétite et de titanomagnétite. La mésostase est constituée de microlites de sanidine et de plagioclase, de petites sections de magnétite et de titanomagnétite.

L'ordre de cristallisation est le suivant:

- apatite, amphibole, plagioclase, sanidine puis les microlites de sanidine et de plagioclase qui baignent dans la mésostase vitreuse. La magnétite, la titanomagnétite, le mica blanc et la chlorite forment la paragenèse secondaire revêtant vraisemblablement un caractère d'altération hydrothermale.

Le second filon (Pl. IX), encore plus différencié, montre des phénocristaux de quartz (<20%), la roche est de couleur rouge sombre avec des cristaux de feldspath roses dont la taille varie de 1mm à 10mm. Dans la mésostase, apparaissent également des petits cristaux de calcite et de quartz.

En lame mince, ce faciès montre une texture felsitique porphyrique et est constituée essentiellement de plagioclases, de feldspaths potassiques, de quartz et de quelques cristaux altérés de biotites.

Le plagioclase apparaît en lattes subautomorphes, à mâcles polysynthétiques. Il est généralement séricitisé et contient des inclusions d'apatite. Le feldspath potassique se présente en phénocristaux subautomorphes, à macle de Carlsbad, plus ou moins perthitiques. Les sections de quartz sont automorphes à subautomorphes, parfois à extinction ondulante. Les biotites sont en petits cristaux rares, inclus dans les plagioclases et dans le quartz. Elles sont altérées en chlorite avec concentration de magnétite secondaire sur la bordure et dans les clivages. La mésostase, felsitique et généralement recristallisée est formée essentiellement d'orthose, de plagioclase, de quartz, de séricite et de calcite. La roche est traversée par des fissures remplies de quartz secondaire.

L'ordre de cristallisation est le suivant:

- apatite, biotite, plagioclase, orthose et quartz ; puis en dernier la cristallisation de la mésostase. Comme phase secondaire, micas blancs, calcite et du quartz remplissant les microfissures.

II-3- CONCLUSION DE L'ETUDE PETROGRAPHIQUE DES ROCHES MAGMATIQUES DE BOUKAÏS. (Tab. 1)

L'étude pétrographique permet de distinguer plusieurs faciès, à partir de la composition minéralogique.

Les coulées andésitiques se distinguent en trois types :

- des andésites à augite et fantômes d'olivine? et d'orthopyroxène? ;
- des andésites à amphibole et biotite ;
- des andésites banales.

Le sill doléritique se subdivise en deux types :

- des dolérites basiques, riches en augite et plagioclases et renfermant des fantômes d'olivine et d'orthopyroxène, pseudomorphosés totalement en chlorite, épidote, calcite et iddingsite ;
- des dolérites sensu-stricto, plus riches en ilménite et magnétite mais pauvres en augite et dépourvues d'olivine et d'orthopyroxène.

Les extrusions (dyke, neck ou protrusion) de matériel plus acide, initialement dénommée dacites ou rhyolites (Meindre 1952) possèdent des compositions modales qui les classent plutôt dans le groupe des trachy-dacites compte tenu de l'abondance du feldspath potassique par rapport à celle des plagioclases et du quartz. L'utilisation du terme trachy-dacite n'implique pas forcément, à ce stade de l'étude, un caractère alcalin pour cet épisode extrusif (cf chapitre IV)

Les roches magmatiques de Boukaïs sont caractérisées par des paragenèses minérales le plus souvent transformées à l'exception des clinopyroxènes et à un moindre degré les plagioclases. Plusieurs paragenèses secondaires, formées de chlorite - épidote - mica blanc (séricite - damourite) - calcite - quartz - albite - leucoxène (sphène + oxydes de fer), apparaissent dans l'ensemble des roches volcaniques. Elles peuvent correspondre soit à un rééquilibrage subsolidus dû à un métamorphisme de type schistes verts (basse pression et basse température), soit à un hydrothermalisme post-magmatique ou bien la superposition des deux. L'absence de métamorphisme développé dans les niveaux sédimentaires interstratifiés avec les coulées d'andésite, la présence de minéralisations en cuivre et le remplissage de certaines fractures par la calcite, soulignent l'existence d'une activité hydrothermale intense sur laquelle pourrait s'associer un métamorphisme général de très faible degré plus tardif à faciès schistes verts ou prehnite-pumpellyite (hercynien).

En dépit de l'altération et ou de " l'autométamorphisme hydrothermal ", l'ensemble des roches volcaniques de Boukaïs (série andésitique, dolérites, filons trachy-dacitiques) ne présentent que très peu de phases silicatées ferromagnésiennes hydroxylées (biotite, amphibole). Ceci nous amène à une première réflexion concernant l'origine des roches andésitiques. D'après Gill (1981), pour les andésites orogéniques, engendrées au niveau des marges actives, la teneur en eau doit être suffisamment faible pour permettre la cristallisation du plagioclase au liquidus et suffisamment

élevée pour autoriser la cristallisation précoce d'amphibole. Dans ce cas il semble que les andésites de Boukaïs aient cristallisé à partir d'un liquide primaire relativement pauvre en eau.

A l'issue de l'étude pétrographique, il n'est pas encore possible de reconstituer avec précision, les relations magmatiques susceptibles d'exister d'une part entre coulées d'andésites et sills doléritiques, d'autres part entre andésites ou dolérites et les extrusions trachy-dacitiques. Les relations chronologiques seules ont pu être clairement établies. En revanche, à titre d'hypothèse, il est possible d'envisager des relations entre les trois types de roches par différenciation magmatique, à partir d'une souche magmatique unique, cristallisant sous le contrôle de différents paramètres physico-chimiques ($X^{\text{H}_2\text{O}}$, $^a\text{SiO}_2$, $f\text{O}_2$, etc...). Un indice important réside dans les variations d'ordre de cristallisation (plagioclase précoce dans les dolérites et tardif dans les andésites et inversement pour le clinopyroxène). Il permet de mettre en évidence des variations de la pression partielle d' H_2O entre ces différentes roches, qui, lorsqu'elle est faible, favorise le plagioclase précoce (Nicholls et al., 1986 ; Nicholson et Mathez, 1991). Dans le cas de Boukaïs, la cristallisation des andésites pourrait avoir été contrôlée par une plus forte pression d' H_2O que celle des dolérites plus tardives, mais pas suffisamment forte pour permettre la cristallisation en abondance de l'amphibole précoce, comme c'est le cas dans les andésites orogéniques.

CHAPITRE III.

MINERALOGIE.

III-1- CONDITIONS D'ANALYSES:

Les 94 analyses de phases minérales ont été effectuées à la microsonde CAMEBAX du laboratoire CNRS URA 10 (Clermont Ferrand) sous une tension accélératrice de 15 KV, une intensité de 10 nA et avec un temps de comptage de 10 s. Les formules structurales proviennent directement du programme relié à la microsonde (édit, BRGM).

Les formules structurales ont été calculées sur les bases de :

- 06 oxygènes pour les pyroxènes et l'ilménite
- 08 oxygènes pour les feldspaths
- 20 oxygènes pour le sphène
- 24 oxygènes pour l'amphibole et la biotite
- 32 oxygènes pour la magnétite
- 14 oxygènes pour l'épidote
- 28 oxygènes pour les chlorites.

Ces analyses ont porté essentiellement sur les principales phases minéralogiques magmatiques rencontrées dans nos échantillons les plus frais. Nous avons également procédé à des analyses de phases secondaires les plus représentatives telles que la chlorite, l'épidote.

III-2- MINERALOGIE DES PHASES MAGMATIQUES :

Les feldspaths (plagioclases et feldspaths potassiques), les clinopyroxènes, les minéraux opaques (magnétite et ilménite) sont les phases minéralogiques majeures.

Pour le minéral le plus important (plagioclase), les analyses se sont effectuées sous deux formes :

- une analyse chimique de l'espèce minérale à travers la lame mince ;
- des traversées au sein de la même section cristalline pour déterminer d'éventuelles zonations.

III-2-1- Les feldspaths : (Tab. 2 à 6).

a)- Le plagioclase : (Tab. 2 à 5)

Le plagioclase constitue la phase minéralogique la plus abondante. Les phénocristaux sont toujours mâclés, très rarement zonés et cela pourrait être dû à la disparition des zonations au cours des processus d'altération hydrothermale. Dans les dolérites, la composition des différents phénocristaux de plagioclase varie largement entre An_{07} et An_{51} , donc entre albite et labrador, alors que dans les andésites basiques elle varie entre An_{10} et An_{56} (oligoclase - labrador). On remarque un zonage normal dans les dolérites et les andésites basiques. Il est à noter que dans les dolérites et les andésites basiques, il a été mis en évidence, au cours d'une traversée, dans des phénocristaux, du coeur vers la bordure, une zonation inverse (An_{29} au coeur An_{51} à la bordure), qui ne peut pas être interprétée comme magmatique, puis qu'ils coexistent avec des plagioclases dont la zonation est normale (An_{28} au coeur et An_{12} à la bordure). Cette zonation inverse est sans doute due à un début d'albitisation au niveau du coeur du minéral dans les dolérites (Fig.7). Dans le cas des andésites basiques, la zonation inverse (An_{04} - Or_{62} au coeur et An_{16} - Or_{02} à la bordure) est due sans doute à des demixions de microcline (microclinisation) car il y a une coexistence de plagioclase à zonation normale (An_{56} au coeur et An_{53} à la bordure)(Fig.7) ; cette microclinisation est bien individualisée dans la majorité des analyses sur les phénocristaux de plagioclase, avec une tendance relative vers le pôle orthose.

D'autre part, on note une albitisation très intense, (jusqu'à près de 92%), dans tous les faciès. Elle peut être provoquée par des apports de fluides riches en Na notamment dus aux phénomènes de spilitisation qui seront développés à la fin de ce chapitre.

Dans les trachy-dacites, les phénocristaux de plagioclase sont des albites. Ces compositions sont là aussi certainement dues à une albitisation secondaire, comme en témoigne l'altération très intense constatée au microscope.

b)- Le feldspath potassique : (Tab.6)

Le feldspath potassique, absent dans les dolérites et les andésites basiques, est relativement abondant dans le "trachy-dacite I" et très abondant dans le "trachy-dacite II". Dans le "trachy-dacite I", le feldspath potassique apparaît en phénocristaux ou en microlites : c'est de l'orthose. Les phénocristaux sont souvent mâclés Carlsbad et plus ou moins perthitiques. La teneur en orthose varie faiblement (93 à 95%). Dans le "trachy-dacite II", le feldspath potassique est une sanidine qui se présente en phénocristaux et en microlites. Les phénocristaux sont souvent mâclés Carlsbad et craquelés. La teneur en orthose varie entre 92 et 98% (Fig.7).

Les teneurs élevées en orthose de certains feldspaths des dolérites (Or_{37}) ; andésites basiques (Or_{62}) ; andésites intermédiaires et acides (Or_{95} et Or_{97}) ; dans les "trachy-dacite" (Or_{95} et Or_{98}), sont dues certainement à une microclinisation secondaire.

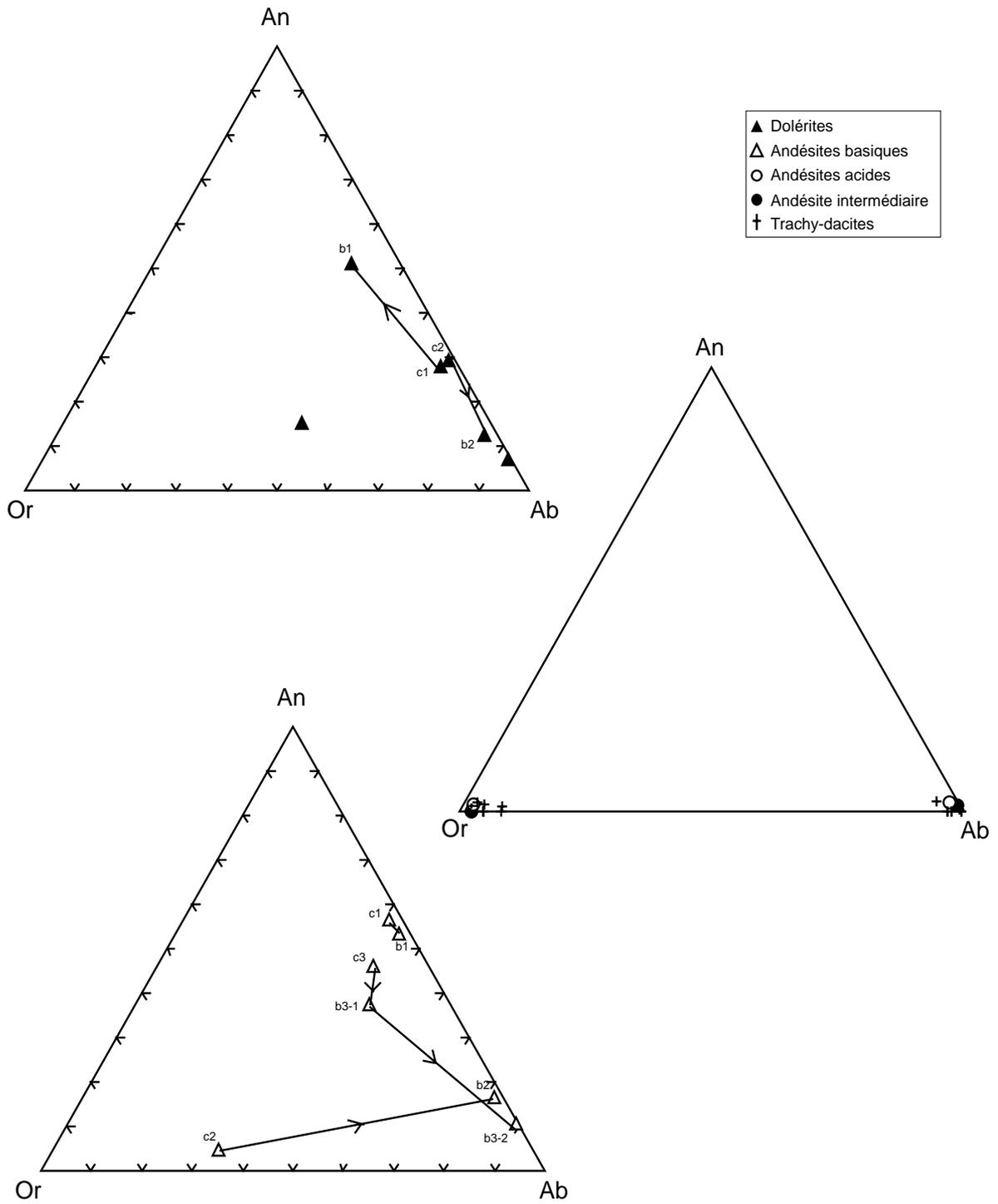


Fig. 7 : Diagrammes albite (Ab), anorthite (An), orthose (Or) des feldspaths de Boukaïs

III-2-2- Le clinopyroxène : (Tab.7 à 8).

Le clinopyroxène est présent dans les dolérites et les andésites basiques. Il est généralement tardif par rapport aux plagioclases dans les dolérites, alors qu'il est précoce dans les andésites basiques. C'est la phase minérale la mieux conservée et sa composition apparaît représentative de celle acquise au cours de la cristallisation des magmas.

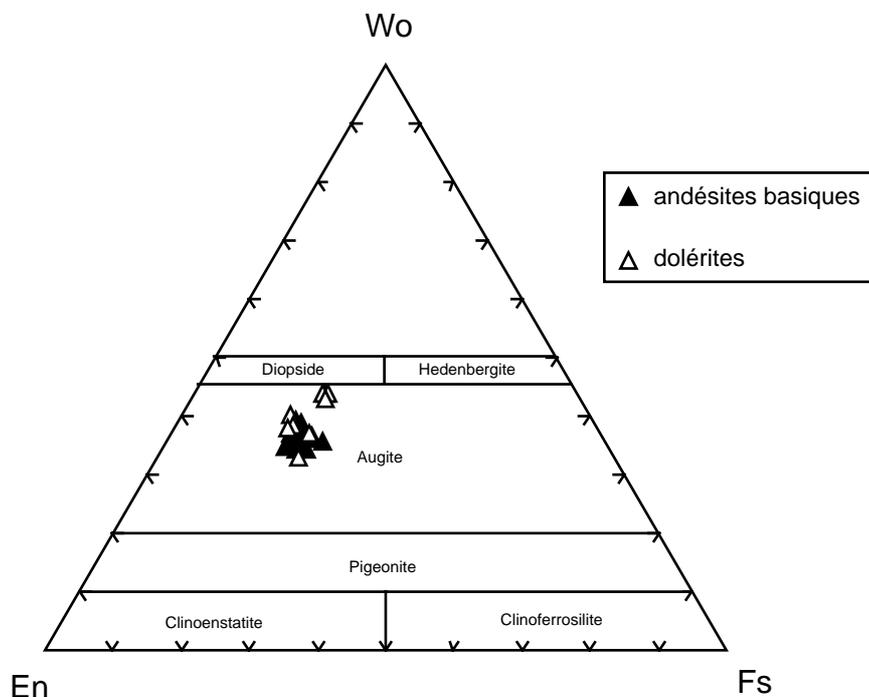


Fig. 8 : Diagramme Wo-En-Fs. des pyroxènes de Boukaïs d'après de la nomenclature de Morimoto et al., 1988).

Dans les dolérites, les teneurs des clinopyroxènes ($\text{En}_{36-46} \text{Fs}_{16-21} \text{Wo}_{33-44}$) en titane varient entre 0,9 et 2,7%. L'alumine oscille entre 1,5 et 4,6%. Les quantités de sodium sont comprises entre 0,3 et 0,9%. Le chrome est en trace.

Dans les andésites basiques, les clinopyroxènes ($\text{En}_{41-47} \text{Fs}_{17-23} \text{Wo}_{34-39}$) ont une teneur en titane comprise entre (0,67 - 1,73%), en alumine de (1,68 - 3,43%) et en sodium (0,25 - 0,5%).

Le clinopyroxène des deux types de roches basiques de Boukaïs est donc une augite titanifère, relativement sodique, pauvre en alumine et presque dépourvue de chrome (Fig.8).

Toutefois, le clinopyroxène des dolérites est plus riche en calcium, titane, aluminium et sodium, alors que celui des andésites basiques est plus magnésien et plus ferreux.

III-2-3- Les oxydes ferro-titanés :

Ce sont de la magnétite et de l'ilménite, essentiellement présents dans les dolérites et les andésites basiques. Les analyses réalisées à la microsonde indiquent des totaux inférieurs à 96%,

correspondant vraisemblablement à une mauvaise estimation du rapport $\text{Fe}^{3+} / \text{Fe}^{2+}$ du programme de calcul utilisé (BRGM). Nous avons reporté nos analyses dans le diagramme $\text{TiO}_2 / \text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$ (Fig. 9) à titre indicatif seulement.

a)- La magnétite : (Tab. 9)

Elle est présente dans tous les faciès. Ses teneurs respectives en fer ferreux (Fe^{2+}) et (Fe^{3+}) varient entre 27% et 63% dans les dolérites, à 31% et 58% dans les andésites basiques (Fig. 9). Les estimations du rapport $\text{Fe}^{3+} / \text{Fe}^{2+}$ ne sont données qu'à titre indicatif, compte tenu de la mauvaise qualité des analyses.

Les teneurs en titane sont faibles dans les dolérites (0.26%), à modérées dans les andésites basiques (3%). Aucun spinelle alumineux ou chromifère n'a été décelé.

b)- L'ilménite : (Tab. 10).

La teneur en titane des ilménites des andésites basiques varie de 43 à 56% et en fer ferreux de 35 à 38,5%. Le rapport Mg/Mn généralement supérieur à 1, indique que les ilménites sont bien magmatiques. Elles ont cristallisé lors de l'appauvrissement du liquide initial en fer ferrique dû au fractionnement des magnétites. Ainsi on peut constater que, dans les andésites les plus basiques, des traces de fer ferrique apparaissent dans les ilménites et disparaissent dans celles des andésites les moins basiques (Fig.9).

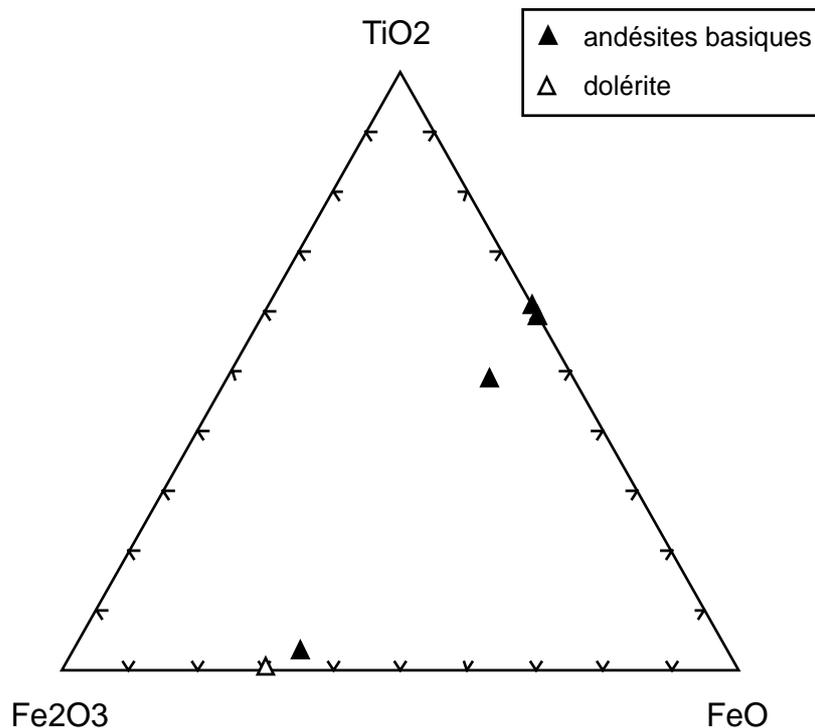


Fig. 9 Diagramme $\text{TiO}_2 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{FeO}$ des ilménites et magnétites de Boukais.

III-2-4- L'amphibole:

L'amphibole se rencontre essentiellement dans les andésites intermédiaires. Elle est automorphe à subautomorphe mais totalement altérée en chlorite, calcite et épidote et avec une couronne de magnétite. Une seule relique d'amphibole a été retrouvée, dans les andésites basiques, mais en voie de transformation presque totale. L'absence d'amphibole, dans les faciès andésitiques les plus basiques, indique que le liquide initial était pauvre en eau.

III-2-5- La biotite :

Elles est fréquemment présente, dans les andésites intermédiaires, sous forme de paillettes subautomorphes. Elle est très souvent associée à de la magnétite et la chlorite, qui se forment à ses dépens. Les rares reliques de biotite observées sont en voie de chloritisation.

III-3- MINERALOGIE DES PHASES SECONDAIRES ET PROCESSUS DE TRANSFORMATIONS HYDROTHERMALES : SPILITISATION

L'épidote, la calcite, l'albite, le sphène (leucoxène), la chlorite et les oxydes de fer appartiennent à une paragenèse secondaire qui s'est formée au cours d'un hydrothermalisme post-magmatique par des recristallisations subsolidus associé à un métamorphisme de basse pression et de basse température dans le faciès "schistes verts".

III-3-1- L'épidote: (Tab. 11)

Elle se présente sous forme de cristaux xénomorphes, dus à la transformation des plagioclases (saussuritisation) et des amphiboles, ou en plages isolés dans la mésostase. Les données analytiques révèlent l'existence de deux formes d'épidote : l'une rose de type piedmontite et l'autre verte de type pistachite. La formule générale des épidotes de Boukaïs peut s'écrire : $\text{Ca}_2 \text{Fe}^{3+} \text{Al}_2 (\text{SiO}_4) (\text{SiO}_7) \text{O} (\text{OH})$.

III-3-2- Le sphène : (Tab. 11)

Il s'associe à de l'oxyde de fer pour constituer du leucoxène. Ce dernier se forme en bordures des sections d'ilménite en donnant des plages cryptocristallines. Une section de sphène riche en magnésium a été rencontrée. Elle résulte probablement de la transformation d'une ilménite magnésienne (cf II 3-2).

III-3-3- L'albite:

La présence d'albite secondaire dans les roches est essentiellement due à la transformation des plagioclases, avec un départ du calcium et formation de calcite par une carbonation. Un apport de sodium et de silice contribue à ce processus qu'on peut attribuer à un phénomène de spilitisation. (cf. III-2-1-a).

III-3-4- Les chlorites: (Tab. 12).

Elles se présentent en paillettes et sont issues de la transformation de l'amphibole, de la biotite et des fantômes d'olivine et d'orthopyroxène. Elles se trouvent aussi dans les amygdales. Dans le diagramme de nomenclature Si-Fe^t-Fe^t/Fe^t+Mg (fig.10), nous avons seulement reporté les chlorites des fantômes d'olivines et d'orthopyroxènes. Ainsi, ces chlorites sont magnésiennes de type clinochlore, avec une certaine tendance vers des chlorites ferromagnésiennes de type ripidolite. On constate que les chlorites forment deux évolutions distinctes. Cela confirme les constatations précédentes sur la nature des fantômes, qui ne sont pas seulement des olivines, mais aussi des orthopyroxènes.

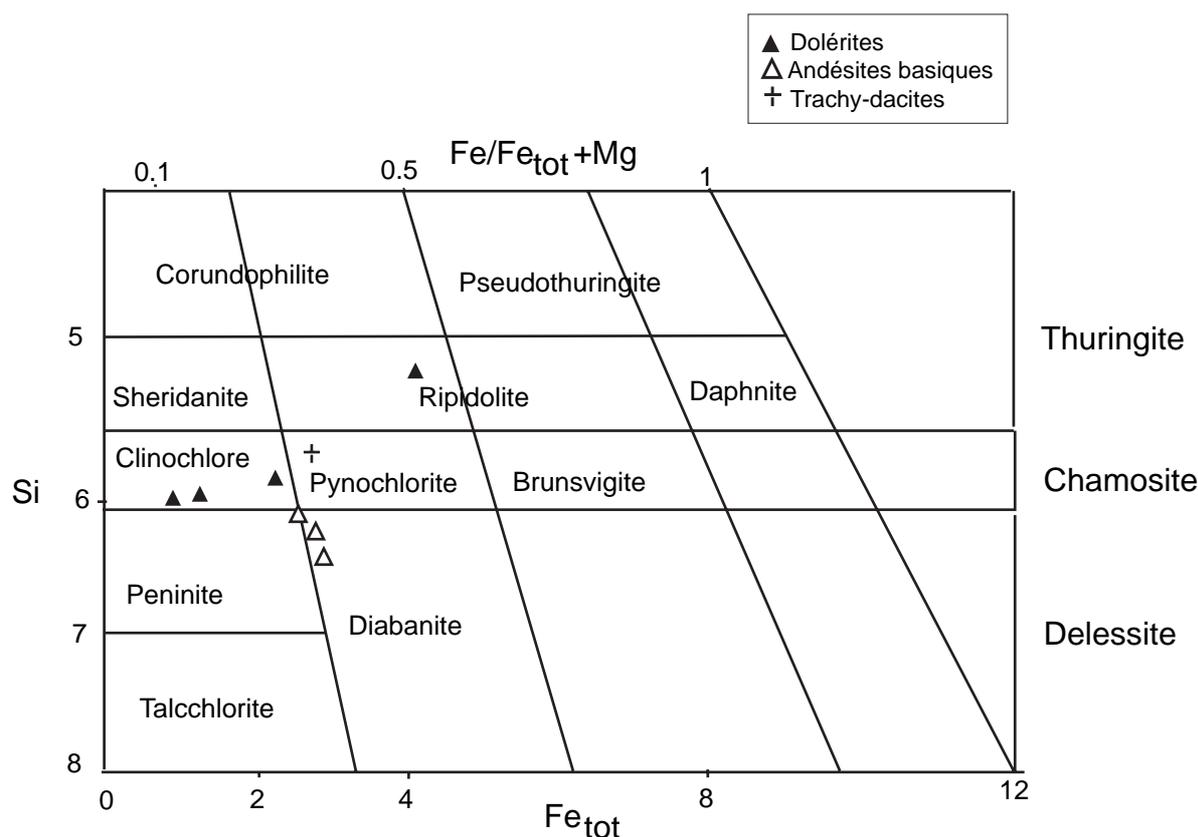


Fig. 10 Diagramme de nomenclature des chlorites de Boukaïs.

III-3-5- La spilitisation:

Nous avons vu que l'effet d'un métamorphisme général est très limité dans la région de Boukaïs, compte tenu de l'absence totale de recristallisation subsolidus dans les sédiments interstratifiés dans les coulées d'andésites. La présence d'albite en abondance, de chlorite, de sphène (leucoxène), de magnétite, de calcite et d'épidote constitue donc une paragenèse secondaire de type hydrothermal fréquemment décrite dans les spilites (Amstutz, 1974).

Dans notre cas, la préservation de plagioclases plus calciques, associés à l'albite (oligoclase, andésine, labrador), indiquerait que les transformations n'ont pas été complètes et qu'il subsiste des reliques de la paragenèse magmatique.

Les spilites peuvent dériver par recristallisation hydrothermale de roches calco-alcalines ou tholéitiques banales. La spilitisation consiste donc en une transformation secondaire qui affecte la roche déjà cristallisée (Gass et Smewing, 1973 ; Spooner et Fyfe, 1973 ; Coleman, 1977 et Cottin, 1978). Par ailleurs ce processus n'est pas obligatoirement marin, il peut également intervenir dans des séries volcaniques aériennes (Conquéré, 1966 ; in Cottin, 1978). Enfin les études d'isotopes stables ont montré que les fluides responsables de la spilitisation pourraient être initialement exogènes et enrichis en sodium et en eau, au cours de la percolation à travers d'épaisses séries sédimentaires de type flysh ou molasses (Genest, 1981 ; in Demant et al, 1996).

Les roches magmatiques de Boukaïs renferment des plagioclases de composition variant d'oligoclase à labrador. Elles se situent donc dans un stade assez précoce de la spilitisation. Les clinopyroxènes sont totalement sains et leur composition est typiquement magmatique. L'importance des fluides et leurs interactions dans la roche est démontrée par la cristallisation de nombreux minéraux dans les vacuoles, les amygdales et les fractures. La cristallisation de la calcite dans la matrice, les vacuoles et les fractures, montre que le CO₂ a pu constituer une part non négligeable de la phase fluide. Dans le cas des roches de Boukaïs, nous pouvons supposer une circulation de fluides aqueux riches en CO₂, Na₂O et K₂O. Les alcalins seraient responsables de la transformation des plagioclases en orthose et albite.

III-4- Conclusion minéralogique et discussion pétrogénétique :

L'importante modification des compositions minéralogiques des roches ne semble pas avoir affecté la composition des clinopyroxènes. Ces derniers sont effectivement les phases qui résistent le mieux dans les roches volcaniques hydrothermalisées (Nisbet et Pearce, 1977). Les teneurs en TiO₂ des clinopyroxènes sont souvent utilisées comme traceurs pour discriminer les différents types de magmas ou bien les différentes évolutions magmatiques. Dans les diagrammes Ti vs Ca+ Na ou Ti + Cr vs Ca (Fig. 11), les compositions des clinopyroxènes des andésites et des dolérites de Boukaïs constituent deux champs presque totalement distincts : les Cpx des dolérites sont systématiquement plus riches en Ti et à un moindre degré en Ca que ceux des andésites.

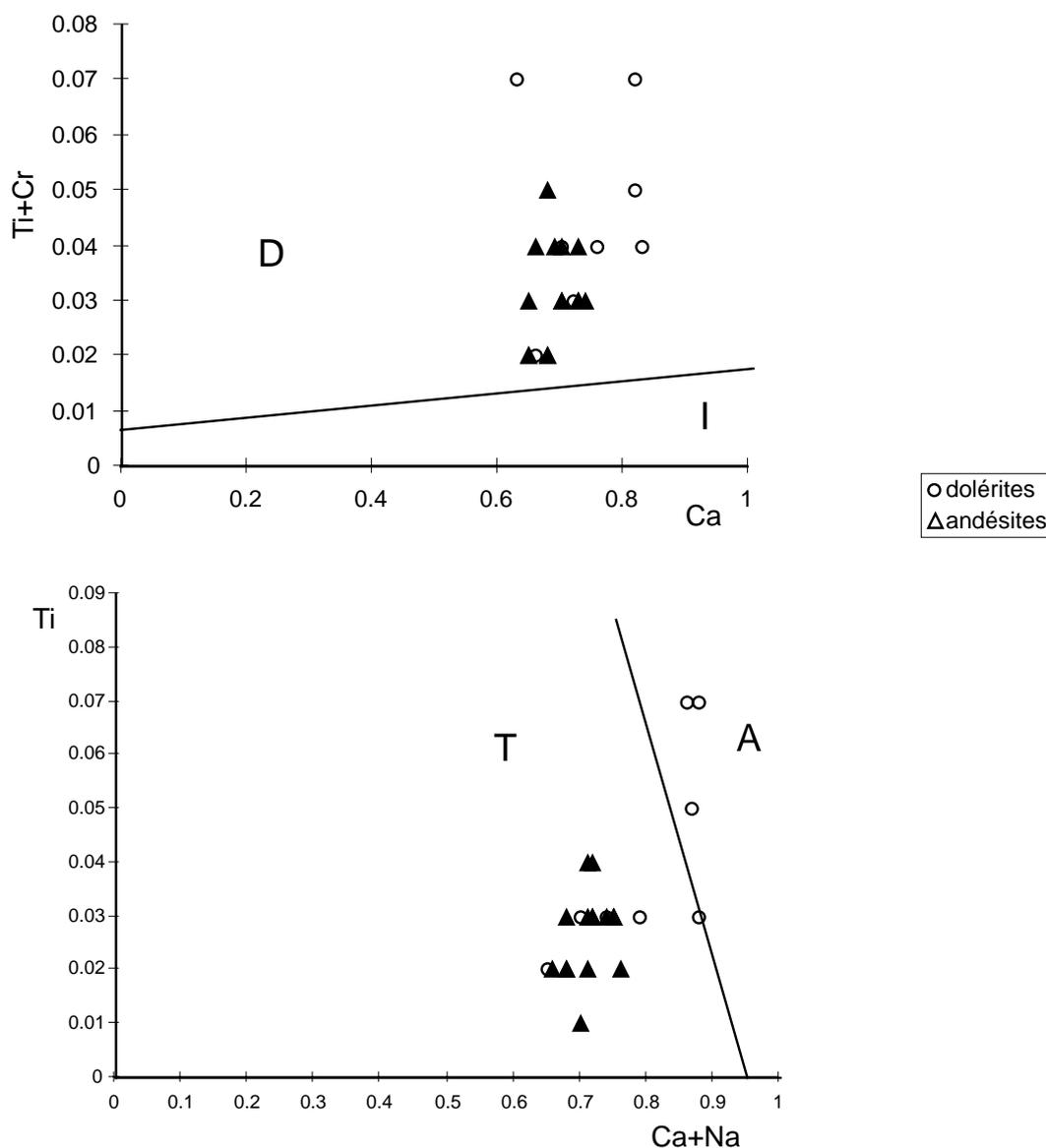


Fig. 11 Diagramme $Ti+Cr$ vs Ca et Ti vs $Ca + Na$ des clinopyroxènes de Boukais. (Leterrier et al, 1982). D- Domaine des basaltes anorogéniques ; I- Domaine des basaltes orogéniques ; T- Domaine des basaltes sub-alkalins ; A- Domaine des basaltes alcalins.

En outre, ils présentent des rapports $Fe/Fe+Mg$ tout à fait similaires, témoignant d'un degré de différenciation identique. Ces différences de composition (Ti et Ca) peuvent donc être reliées à des différences de compositions des magmas dans lesquels ils ont été en équilibre. De plus nous avons vu que le Cpx était précoce dans les andésites, témoignant d'une pH_2O plus forte que dans les dolérites. Il peut être, de ce fait, envisagé l'hypothèse de 2 magmas différents pour les andésites et les dolérites sur la base de la composition de leurs clinopyroxènes ou du moins l'existence de deux réservoirs magmatiques distincts, dans lesquels les paramètres physico-chimiques tels que pH_2O ont influencé directement l'activité du titane, au cours de la cristallisation des Cpx.

D'après Leterrier et al (1982), l'ordre de cristallisation est contrôlé, dans les roches volcaniques, par la pression totale, la pression partielle d'eau ou la fugacité d'oxygène. Les variations de ces paramètres physico-chimiques peuvent provoquer la cristallisation tardive du clinopyroxène par rapport à d'autres minéraux qui sont susceptibles de cristalliser bien après ; la paragenèse des dolérites de Boukaïs est ainsi représentée.

Les variations des teneurs en TiO_2 peuvent également résulter d'une faible activité de la silice (Nisbet et Pearce, 1977) ; d'une cristallisation précoce des plagioclases (Capedri et Venturelli, 1978) ; d'une pression d'eau variable (Wass, 1979) et enfin, d'une variation de fugacité d'oxygène (Barberi et al, 1971). Dans le cas de la variation de l'activité de silice, Nisbet et Pearce, (1977) ont déduit que les teneurs en TiO_2 des Cpx augmentaient depuis les laves tholéitiques jusqu'aux laves alcalines et hyperalcalines (Kushiro, 1960 et Le Bas, 1962 in Nisbet et Pearce, 1977). De plus, lorsque l'activité de la silice est faible, il en découle une faible teneur en silicium des clinopyroxènes et, par conséquent, une forte teneur en aluminium dans les sites tétraédriques (Z). Les charges sont alors équilibrées par une forte teneur en titane dans les sites octaédriques (Y). Dans le cas de la cristallisation précoce des plagioclases, Capedri et Venturelli (1978) ont indiqué que cette cristallisation provoque une baisse de la molécule $CaAlAlSiO_4$, ce qui tend à modifier la composition du liquide résiduel et, par conséquent entraîne de faibles teneurs en aluminium et en titane dans les clinopyroxènes tardifs. Enfin, dans un liquide donné, la teneur en titane diminue avec l'augmentation de la pression (Wass, 1979), et avec l'apparition de la magnétite qui traduit une forte et brusque augmentation de la fugacité d'oxygène (Barberi et al, 1971). Etant donné que les Cpx des dolérites de Boukaïs, plus tardifs que les plagioclases, sont les plus enrichies en titane, l'hypothèse de Capedri et Venturelli, (1978), n'est pas retenue.

Il en résulte que seules des variations de pression partielle d'eau et/ou de la fugacité d'oxygène dans deux réservoirs distincts peuvent expliquer les différences constatées entre les Cpx des dolérites et ceux des andésites.

Du point de vue géodynamique, les diagrammes Ti vs (Ca+Na) ; (Ti+Cr) vs Ca peuvent également être utilisés avec grande prudence. Dans notre cas, les clinopyroxènes de l'ensemble des laves de Boukaïs se situent dans le domaine des basaltes tholéitiques à tendance alcaline, matérialisant un contexte anorogénique ou intraplaque (Fig. 11). En revanche, dans le diagramme qui met en relation les teneurs en titane des clinopyroxènes et le rapport Fet/Fet+Mg (Fig.12), il a été remarqué qu'il n'y a pas d'évolution directe entre les clinopyroxènes des andésites et ceux des dolérites : c'est un argument supplémentaire pour l'existence de deux évolutions magmatiques différentes dans deux chambres magmatiques séparées pour expliquer les coulées andésitiques et le sill doléritique. Cette nouvelle hypothèse va servir de base à l'étude géochimique sur roches totales (éléments majeurs, traces et terres rares) qui suit.

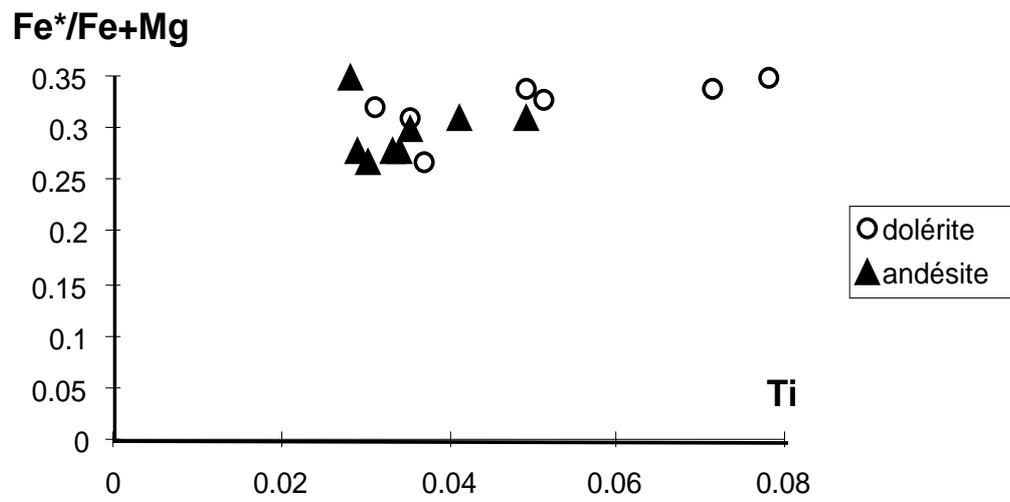


Fig. 12 Diagramme Ti vs FM des clinopyroxènes de Boukaïs.

CHAPITRE IV

GEOCHIMIE.

Dix analyses d'éléments majeurs et en traces ont été effectuées par fluorescence X sur les différents types de roches peu ou non altérées, au centre d'analyses commun de Saint-Etienne (Ecole des Mines de Saint - Etienne, Laboratoire de Pétrologie de l'Université de Saint-Etienne et CNRS-URA10). Le fer est dosé sous son état d'oxydation maximum (Fe_2O_3). Ce faible nombre d'analyses est dû à l'importante altération développée dans l'ensemble des formations volcaniques de Boukaïs, qui m'a contraint à faire un choix dans la collection d'échantillons afin que les analyses soient représentatives des caractéristiques magmatiques.

IV-1)- Géochimie des éléments majeurs: (Tab. 13)

Pour déterminer le comportement des éléments majeurs au cours de la différenciation, les variations des teneurs en silice ont été préférées à l'indice de différenciation I.D (quartz+albite+orthose+nepheline+leucite) normatifs, car c'est la silice qui présente le plus large spectre de variations depuis les dolérites jusqu'aux trachy-dacites. Le rapport $\text{FM} = \text{FeO}^{\text{I}} / \text{FeO}^{\text{I}} + \text{MgO}$ compris entre 0,59 et 0,85 est très élevé dans l'ensemble de la série, témoignant d'un degré de différenciation élevé par rapport aux liquides basaltiques en équilibre avec le manteau. L'importante perte au feu généralement supérieure à 2% et pouvant atteindre 4%, est le premier indice de l'importance des transformations secondaires, qui influencent particulièrement les alcalins et les alcalino-terreux au cours de l'albitisation et la microclinisation, deux processus particulièrement caractéristiques de la spilitisation. C'est pourquoi, pour minimiser les effets d'altération, nous avons recalculé les analyses chimiques globales sur base anhydre. Les teneurs en silice varie de 47% dans les dolérites jusqu'à 71% dans les termes " trachy-dacitiques " les plus acides. La perte au feu et les teneurs en Na_2O et K_2O montrent une forte dispersion et aucune corrélation avec la silice, prouvant l'importante spilitisation que l'ensemble des roches volcaniques de Boukaïs a pu subir. Seules les évolutions des teneurs en MgO des dolérites aux " trachy-dacites " diminuent régulièrement en fonction de la silice. Ceci est en accord avec l'immobilité du magnésium au cours de nombreux processus d'altération. En revanche, les teneurs en Al_2O_3 , CaO, FeO, bien qu'elles montrent une corrélation d'ensemble négative en fonction de la silice, présentent également des fluctuations directement liées à l'altération en particulier les variations des teneurs en chaux et en alumine proviennent de la transformation des plagioclases calciques en albite et ceci est particulièrement visible dans les andésites. Les teneurs en alumine sont relativement élevées dans les dolérites (>16%) dont la composition minéralogique se rapprocherait le plus des basaltes. De telles teneurs en alumine sont comparables à celles décrites dans les tholeiites alumineuses des rides médio-océaniques

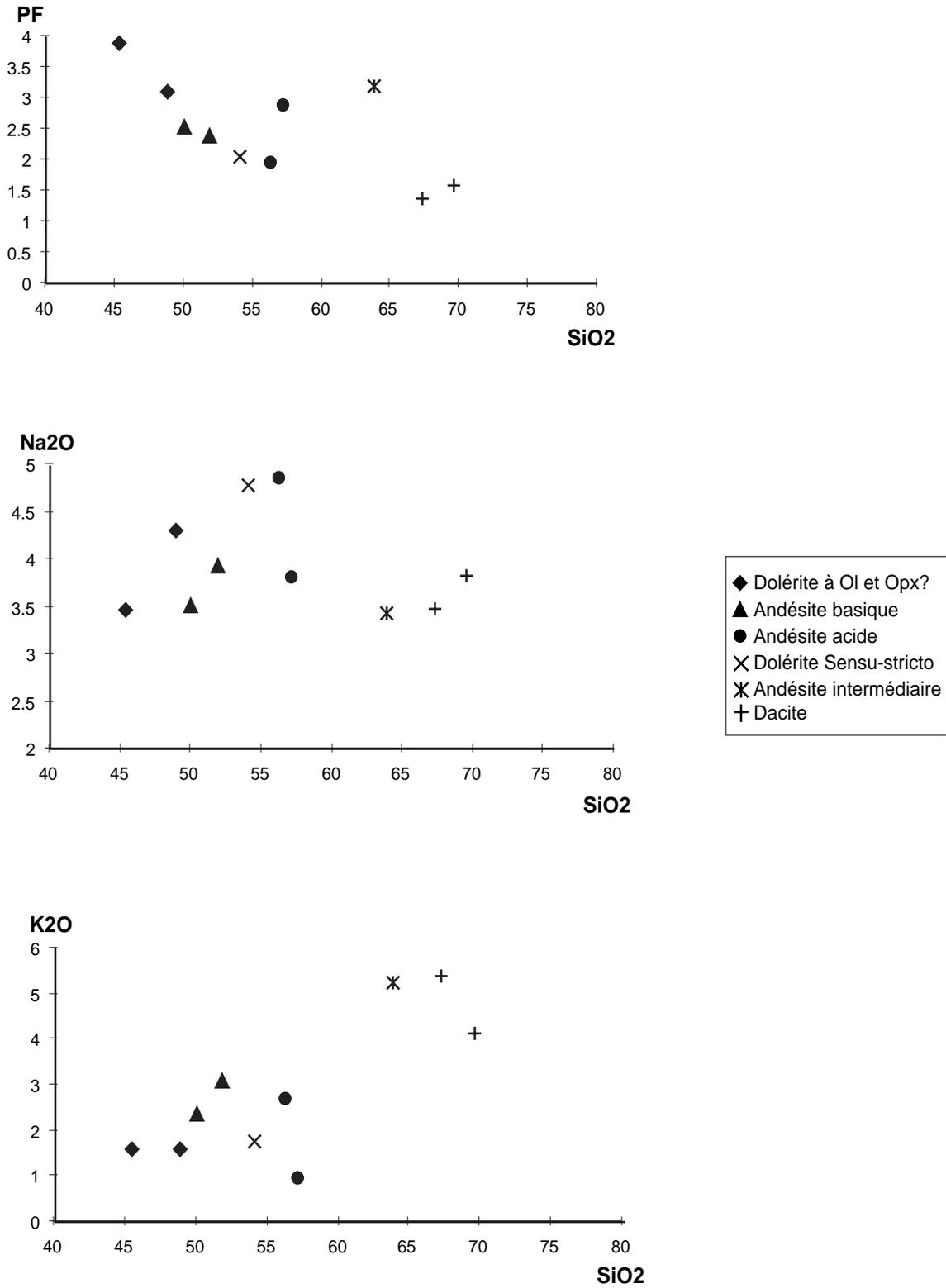


Fig. 13a : Diagrammes binaires Silice versus Elements Majeurs et Perte au Feu

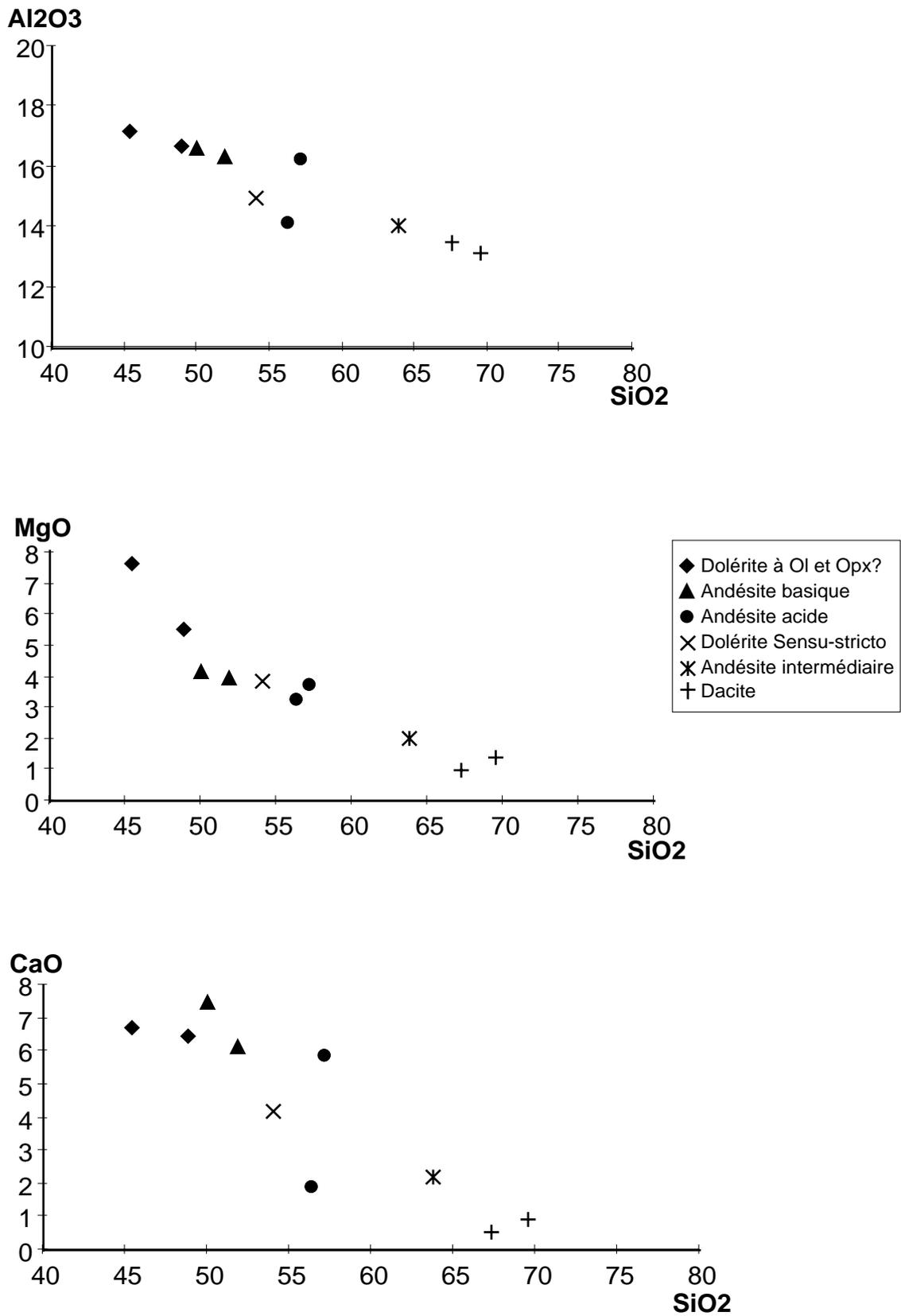


Fig. 13b : Diagrammes binaires Silice versus Elements Majeurs et Perte au Feu

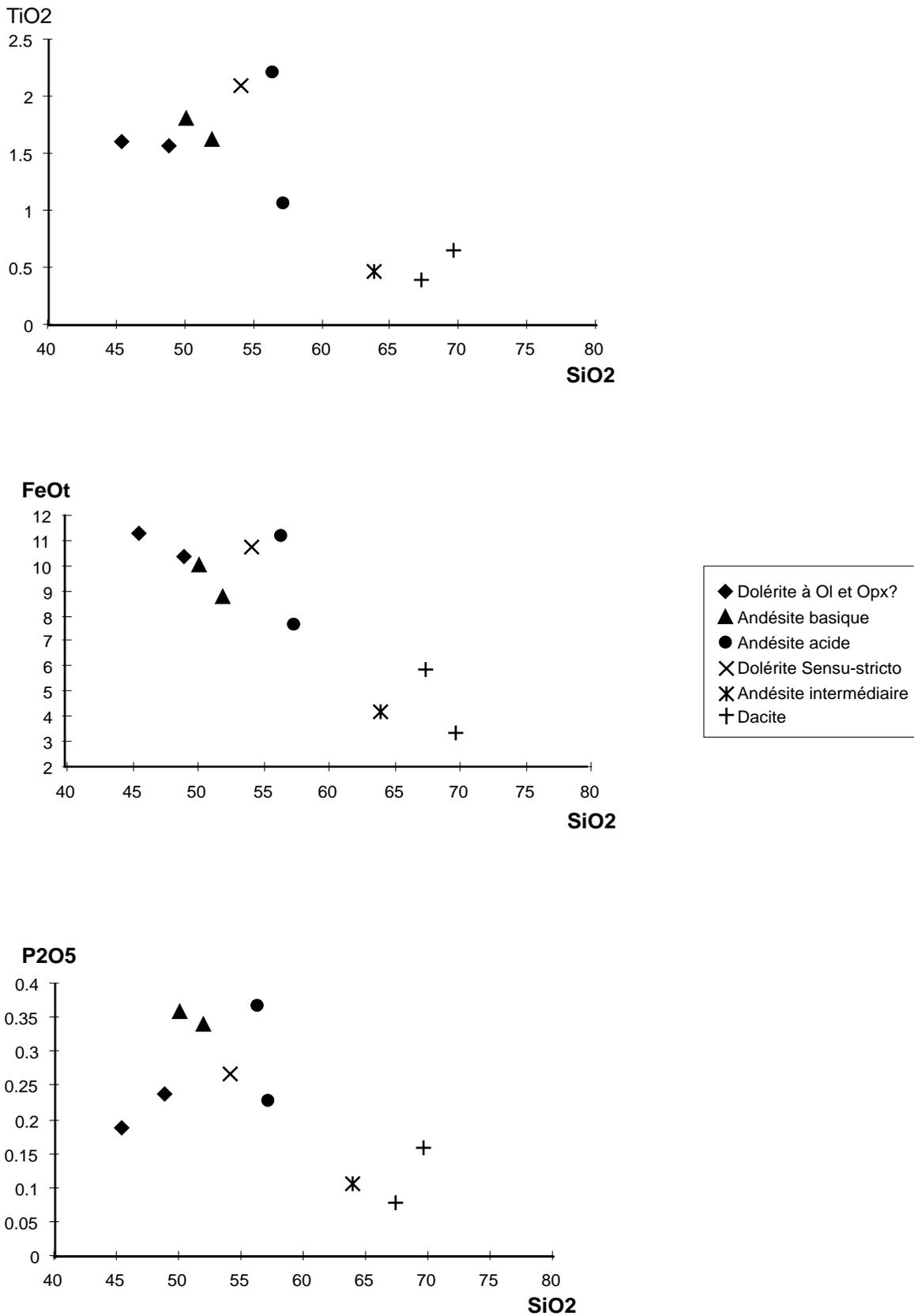


Fig. 13c : Diagrammes binaires Silice versus Elements Majeurs et Perte au Feu

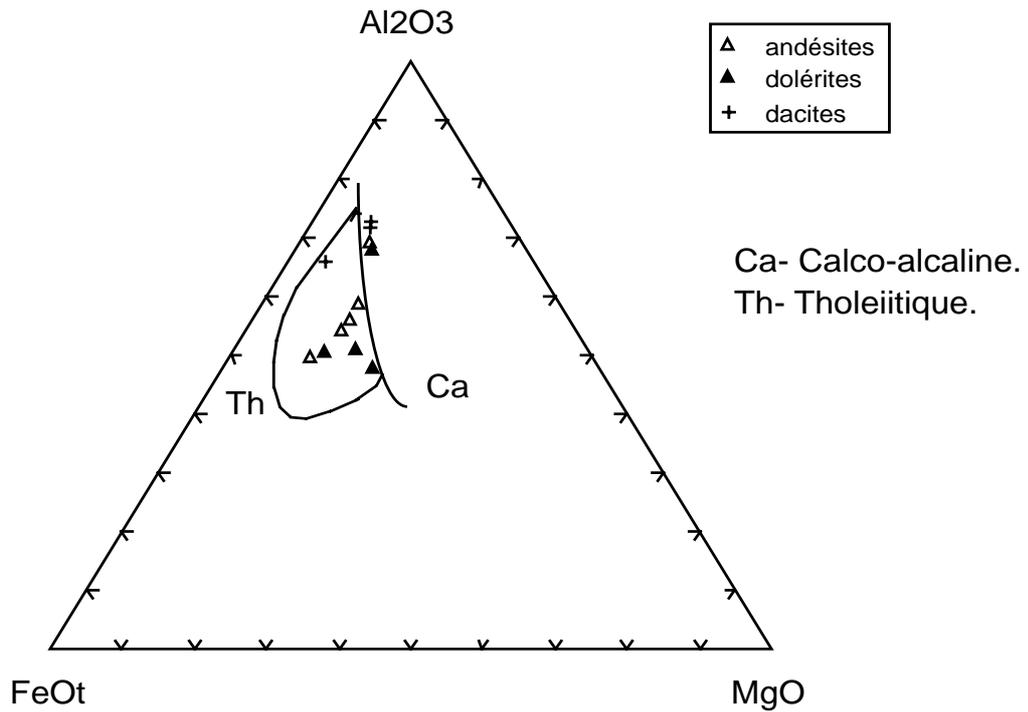
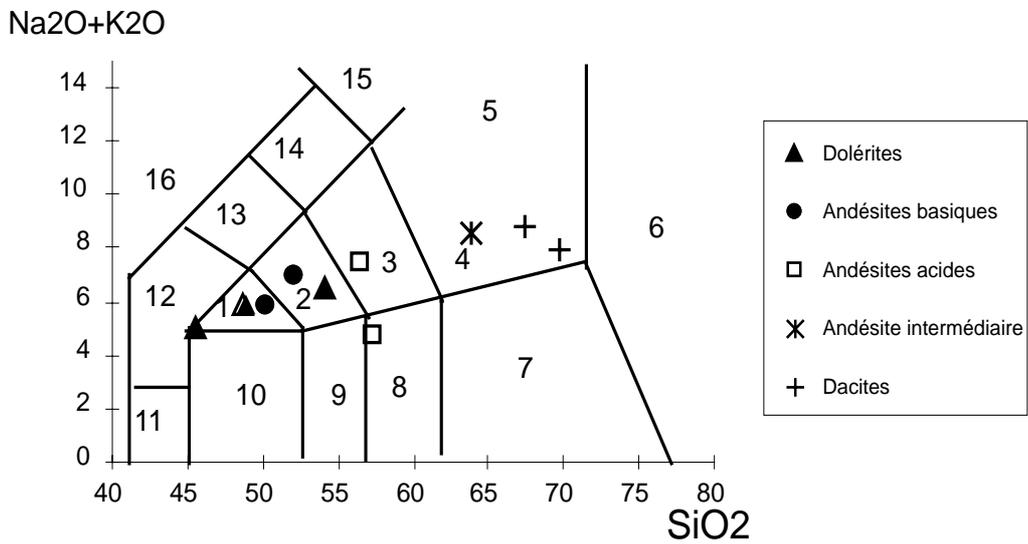


Fig. 14 : Diagramme Al_2O_3 - FeO_{tot} - MgO des roches magmatiques de Boukaïs



- | | | | |
|----------------------|-----------------------------|--------------------|-----------------------|
| 1-Trachy-basalts | 2- Trachy-andesite basaltic | 3- Trachy-andesite | 4- Trachy-dacite |
| 5- Trachyte | 6- Rhyolite | 7- Dacite | 8- Andesite |
| 9- Basaltic-andesite | 10- Basalt | 11-Picro-basalt | 12- Tephrite Basanite |
| 13- Phono-tephrite | 14- Tephri-phonolite | 15- Phonolite | 16- Foidite. |

Fig. 15 : Diagramme Alcalins-Silice des roches magmatiques de Boukaïs (d'après Le Bas et al., 1986)

(MORB) et à celles caractérisant les basaltes fortement alumineux (HAB) définis par Kuno, (1960). L'évolution des teneurs en TiO_2 et P_2O_5 , apparaît particulièrement complexe et semble définir deux lignées différentes qui peuvent s'expliquer par des ségrégations locales d'ilménite et d'apatite (voir minéralogie, cf. ch.III). Les dolérites montrent un enrichissement progressif en TiO_2 et P_2O_5 , compatible avec une évolution normale par cristallisation fractionnée, le TiO_2 et le P_2O_5 étant incompatibles dans le système basaltique. En revanche, il existe une diminution relativement régulière dans les andésites basiques jusqu'aux trachy-dacites, à l'exception d'une andésite qui présente une accumulation d'ilménite et d'apatite (Fig. 13).

Dans le diagramme Al_2O_3 -FeOt - MgO (Fig. 14), utilisé pour différencier les évolutions tholeiitiques et calco-alkalines sensu-stricto des liquides issus de la différenciation d'un magma basaltique, l'ensemble des faciès volcaniques de Boukaïs se situent entre les deux courbes. A titre d'hypothèse, une évolution de type calco-alkaline à partir d'une souche tholeiitique pourrait expliquer cette répartition. Le diagramme classique A.F.M. ne peut être utilisé pour nos roches puisque, comme on l'a vu précédemment, les alcalins sont dispersés et remobilisés de manière anarchique par l'altération hydrothermale. Dans le diagramme alcalins-silice (Fig. 15), il a été mis en évidence une évolution subalkaline en dépit des fluctuations des alcalins, les roches les plus différenciées étant toutes deux des " trachy-dacites " comme cela a été proposé à l'issue de l'étude pétrographique. Là encore l'enrichissement spectaculaire en alcalins et en particulier en K_2O , peut être attribué à l'altération et ne revêt donc pas de signification, en terme de série volcanique.

Il apparaît donc nettement que les perturbations chimiques liées à l'altération, masquent les évolutions chimiques primaires de certains éléments majeurs et qu'il est difficile à ce stade de l'étude de conclure à l'existence d'une série magmatique unique évoluant par cristallisation fractionnée à partir d'une souche basaltique unique?

IV-1-1 Composition normative, C.I.P.W: (tab.13, 16).

L'olivine normative varie entre 10% et 12% dans les andésites basiques et entre 18% et 24% dans les dolérites et cela est dû essentiellement à l'abondance de l'olivine dans ces faciès. L'olivine normative est en revanche totalement absente dans les faciès dépourvus d'olivine modale. La présence de néphéline normative dans les faciès doléritiques est due essentiellement à la spilitisation, matérialisée par un enrichissement secondaire en sodium et pétrographiquement par l'abondance, dans ces mêmes faciès, d'albite modale et de leucoxène secondaire. Le quartz normatif est rare ou absent dans les dolérites et les andésites basiques. En dépit des fortes teneurs en alumine, les compositions normatives de l'ensemble des roches magmatiques de Boukaïs, ne montrent pas de corindon normatif. Cela est due à l'abondance des alcalins et au caractère très potassique acquis secondairement par ces roches.

Nous avons reporté les dolérites et les andésites basiques dans le diagramme de Yoder et Tilley (Fig. 16), qui sont totalement dispersées entre les trois domaines de ce diagramme, ce qui n'a aucune signification d'ordre pétrogénétique primaire. Cependant, les études sur les roches volcani-

ques fraîches actuelles ont montré une très bonne corrélation entre les compositions des clinopyroxènes et celle de leur magma parental. C'est pourquoi il est possible de calculer une norme à partir de la composition chimique de ces minéraux lorsqu'ils sont préservés des phénomènes d'altération secondaire, notamment ce qui concerne les laves spilitisées, (Hynes, 1974 ; Nisbet, 1974 ; Vallyence, 1974 et Garcia, 1975 in G. Nisbet et J. Pearce, 1977 ; Leterrier et *al*, 1982). Dans le diagramme de Yoder et Tilley (1962) (Qz-Diop-Hyp-Ol-Neph) (Fig.), les analyses normatives effectuées sur les clinopyroxènes des andésites basiques et des dolérites sont regroupées dans le domaine des tholeiïtes à olivine, à la limite de saturation. Il est donc, possible d'admettre que le ou (les) magma(s) parental(aux) des dolérites et des andésites pouvait(ent) être de composition tholéiitique à olivine.

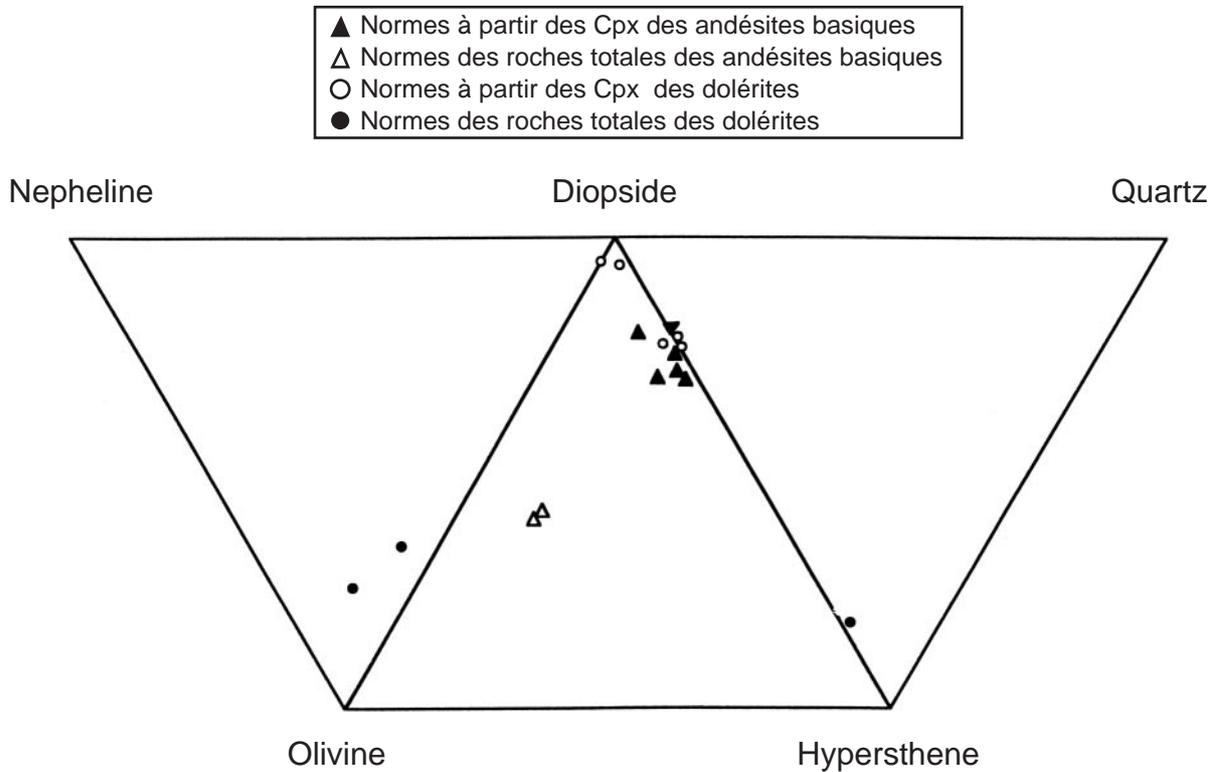


Fig. 16 Diagramme Qz-Dio-Hy-Ol-Ne normatifs de Yoder et Tilley (1962).

IV-2)- Géochimie des éléments en traces:

Les seuils de détection théoriques des éléments traces sont les suivants :

Sn : 3ppm. Cs : 5ppm. Ba : 3,5ppm. La : 7,5ppm. Ce : 8ppm. Ni : 2ppm. Cu : 2ppm. Zn : 2ppm. Ga : 2ppm. Rb : 2ppm. Sr : 1,5ppm. Y : 1,5ppm. Zr : 1,5ppm. Nb : 1,5ppm. Hf : 3ppm. W : 3ppm. Pb : 3ppm. Th : 3ppm. U : 3ppm.

L'étude du comportement des éléments en traces en fonction de la silice (Fig. 17) permet de vérifier l'importante mobilité des éléments les plus lithophiles (Rb, Sr, Ba, Pb, Hf) qui apparaissent totalement dispersés dans ces diagrammes, comme l'étaient les éléments alcalins et alcalino-terreux majeurs (Fig. 13). Le Nb, Zr, Y, La et Ce, nettement plus inertes face aux processus secondaires peuvent donc être interprétés comme marqueurs des caractéristiques magmatiques. Ils présentent des corrélations positives avec la silice, pour les dolérites et négatives pour les andésites. Le Ni, élément particulièrement compatible, présente une corrélation négative avec la silice, dans les dolérites comme dans les andésites. Ce sont bien les " trachy-dacites " les plus acides qui montrent les teneurs en Ni les plus faibles.

Dans ces diagrammes binaires où la silice sert d'indice de différenciation, nous pouvons constater qu'il y a individualisation de deux lignées de différenciation : celles des dolérites et celle des andésites. Les " trachy-dacites " forment quant à elles, un champ particulier qui ne peut pas être associé au domaine évolutif des andésites, mais on ne peut pas exclure, en dépit des différences énormes de concentrations en ces éléments inertes, une association par différenciation magmatique avec les dolérites.

IV-3)- Caractérisations des roches volcaniques :

IV-3-1)- caractérisations globales :

Dans le diagramme Silice-Zr/TiO₂ (Fig.18 a) l'ensemble des roches magmatiques de Boukaïs se concentrent dans les domaines subalcalins des basaltes, des andésites et des rhyo-dacites. Toutes ces roches se situent dans le domaine subalcalin, comme le montre aussi le diagramme Zr/TiO₂ vs Nb/Y (Fig.18 b). On voit donc ici que le terme de " trachy-dacites " utilisé jusqu'à présent pour traduire objectivement les caractéristiques minéralogiques et chimiques (éléments majeurs) des faciès les plus acides peut être remplacé par la simple appellation " dacite " ce qui enlève toutes ambiguïtés concernant notamment leur éventuelle appartenance à une série alcaline.

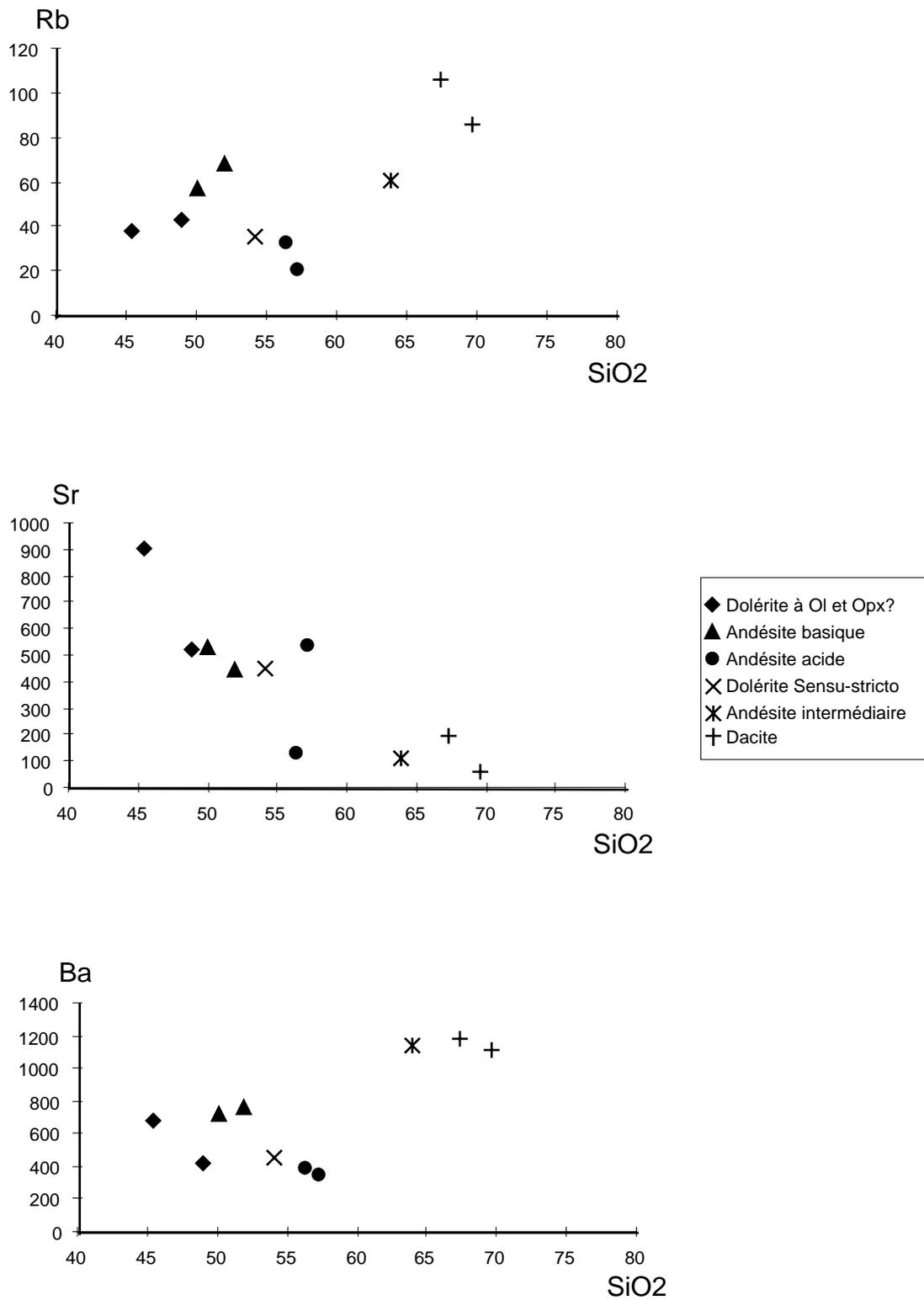


Fig. 17a : Diagrammes binaires Silice-Éléments en Trace

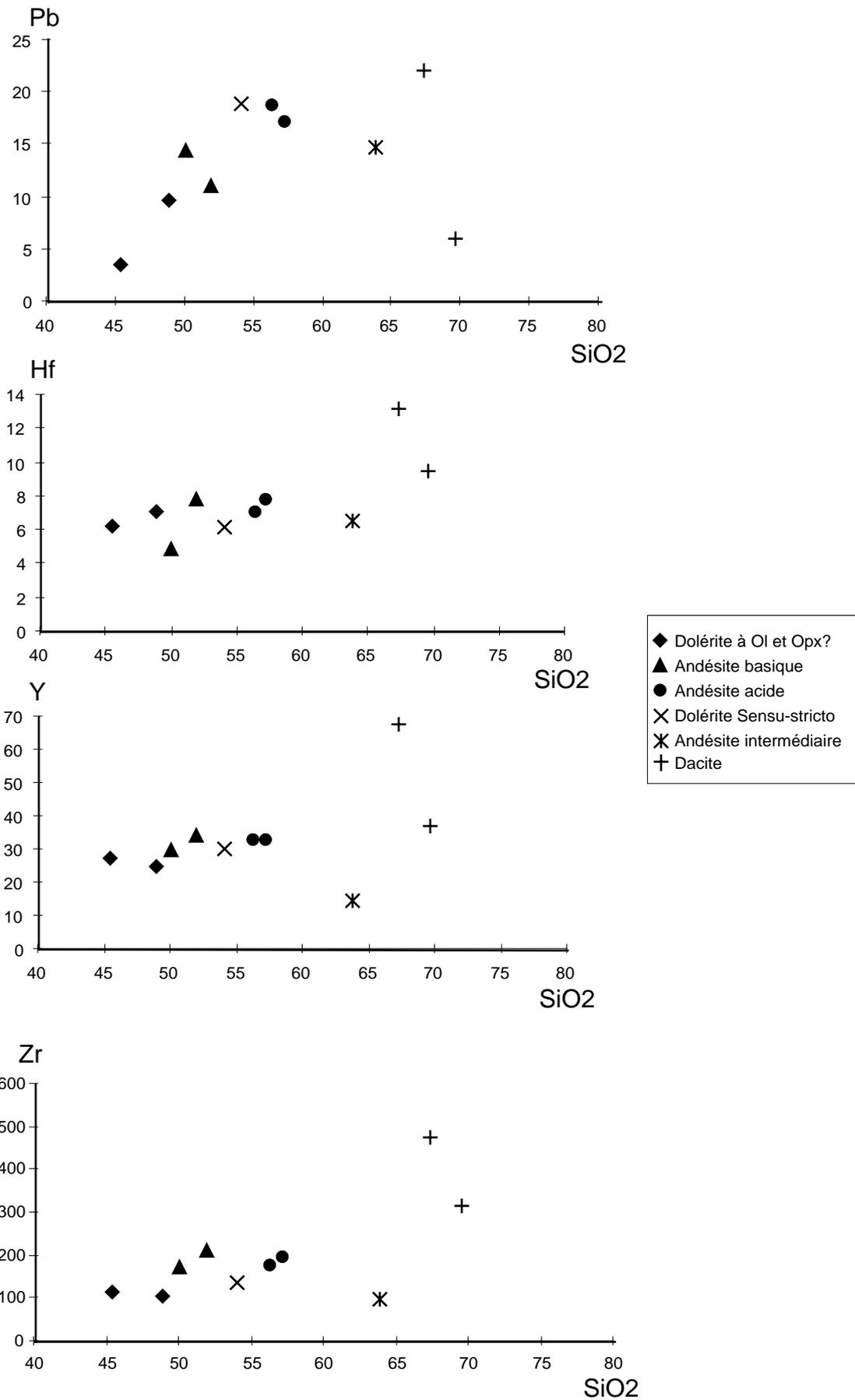


Fig. 17b : Diagrammes binaires Silice-Eléments en Trace

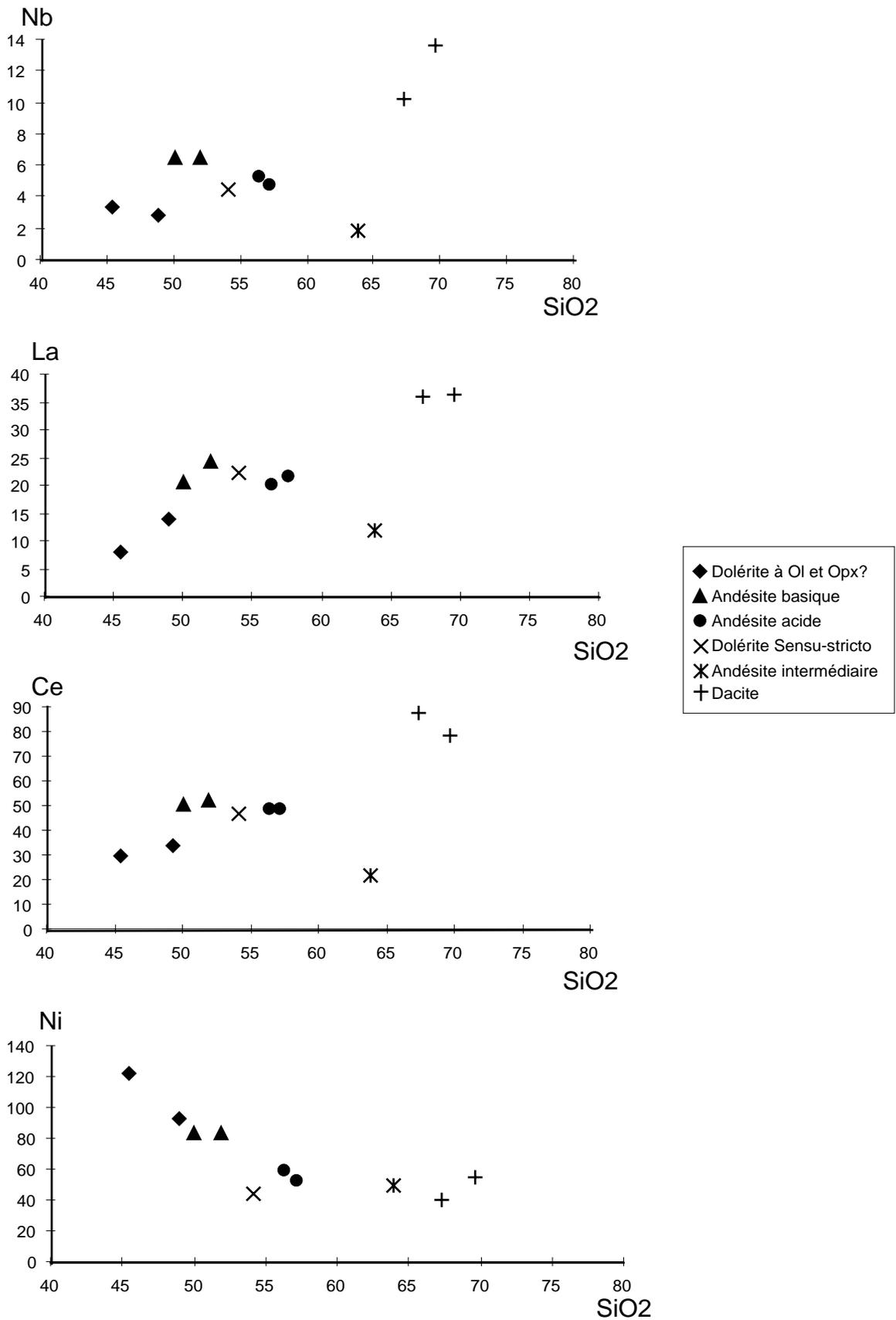


Fig. 17c : Diagrammes binaires Silice-Eléments en Trace

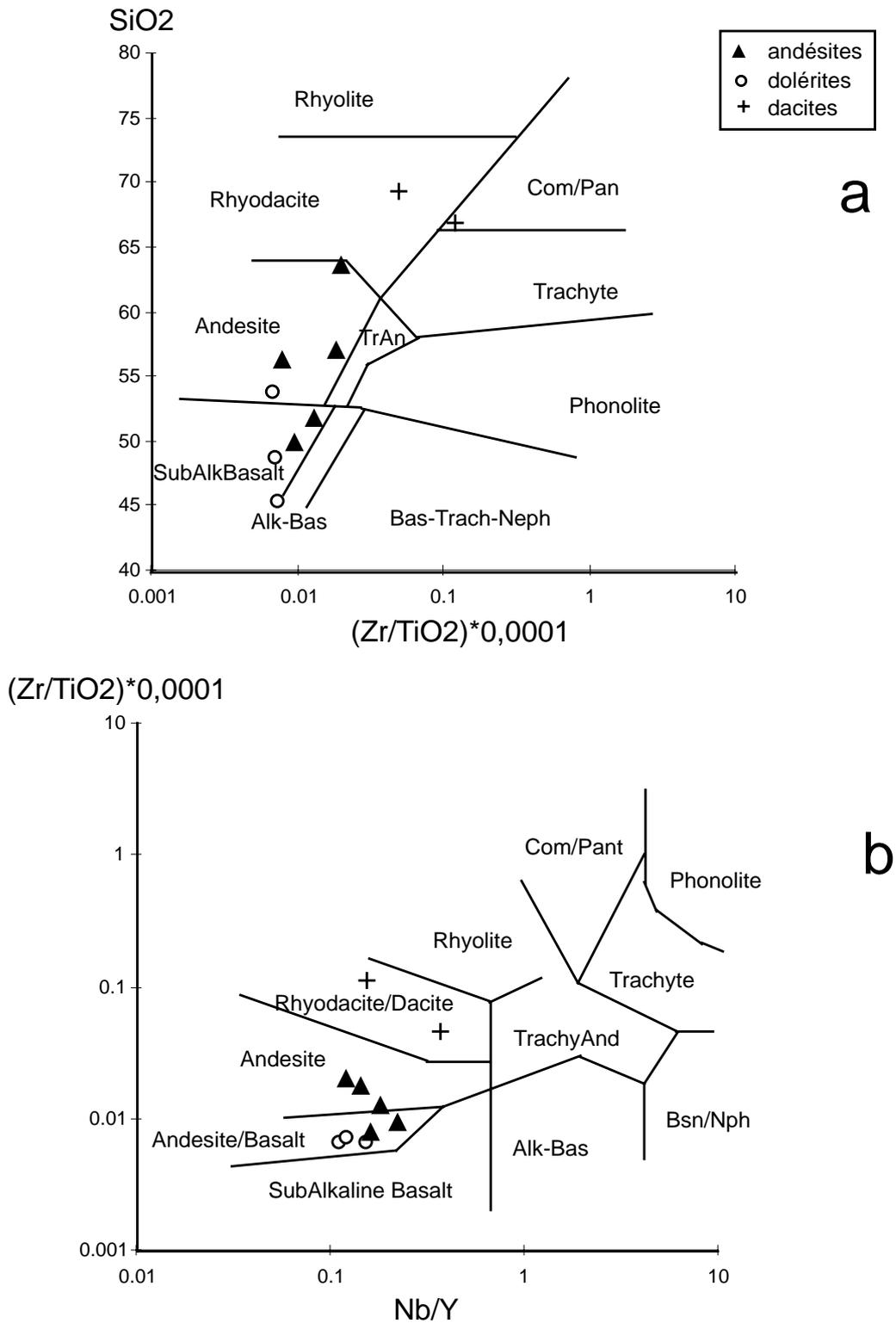
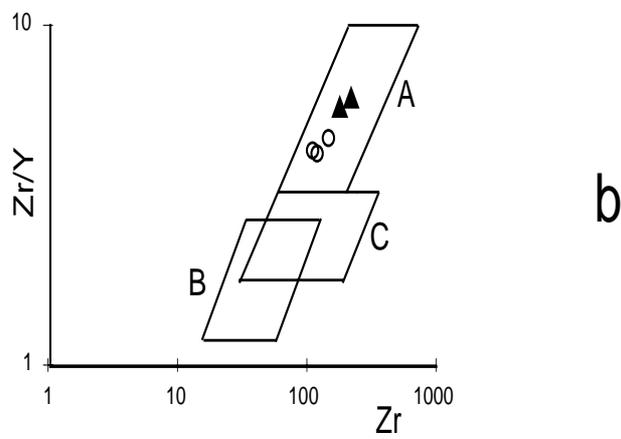
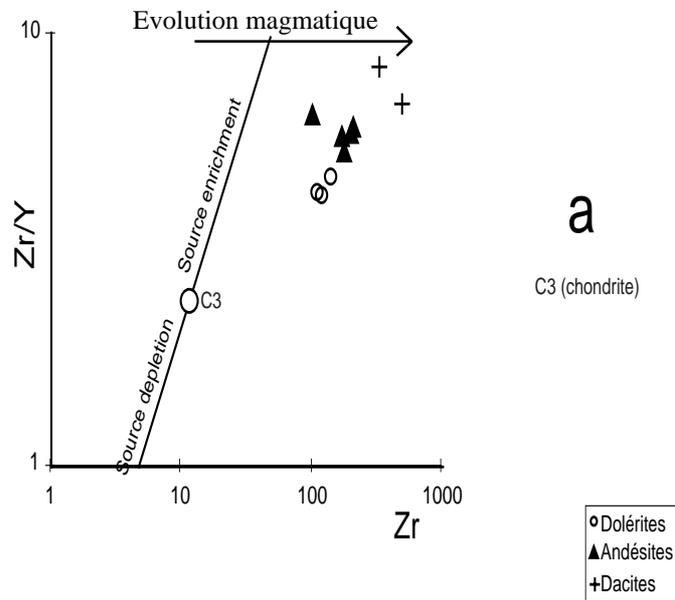


Fig.18 : Diagrammes SiO₂ versus Zr/TiO₂ (a) et Zr/TiO₂ versus Nb/Y (b) des roches magmatiques de Boukaïs (d'après Winchester et al., 1976)



- A- Within Plate Basalts.
- B- Island Arc Basalts.
- C- Mid Ocean Ridge Basalts.

Fig. 19 Diagramme Zr/Y vs Zr des différents sources (a) et de contextes géodynamiques (b) (Pearce et al, 1979).

IV-3-2)- caractérisation des roches basiques :

Le diagramme Zr/Y vs Zr (Fig. 19a,b) peut être utilisé comme traceurs de la ou des sources mantelliques et comme marqueurs de contextes géodynamiques (Pearce et Norry, 1979). Il associe en effet un rapport de deux éléments dont la différence de degré d'incompatibilité est faible : leur rapport reste donc constant au cours de la différenciation magmatique et sa valeur reflète celui de la source mantellique (chondritique = C3, appauvrie ou enrichie) (Fig. 19a). De plus, il est possible de superposer un quadrillage relatif aux différents contextes géodynamiques (Fig. 19b). Dans ce diagramme, les dolérites et les andésites basiques montrent la possibilité de l'existence de deux sources mantelliques différentes, les andésites correspondant à une source mantellique plus enrichie que celle des dolérites. Cependant les compositions des deux types de roches sont compatibles avec le domaine des basaltes intraplaques. Cette caractérisation est également confirmée par les diagrammes de Mullen (1983), TiO_2 vs $MnO \cdot 10$ vs $P_2O_5 \cdot 10$ (Fig. 20) où le domaine des dolérites et des andésites de Boukaïs coïncident avec la frontière des champs représentant les MORB et les basaltes intraplaques océaniques (OIA et OIT). Là encore les andésites se concentrent plutôt dans le champ des basaltes alcalins océaniques (OIA) traduisant une source mantellique plus enrichie que celle à l'origine des dolérites qui sont plus proches du champ des MORB. La distribution de ces éléments en traces, aussi bien dans les dolérites que dans les andésites, exclut un contexte de zone de subduction pour les liquides initiaux. Dans le diagramme de Cabanis et Lécalle, (1989), Y vs Nb vs La (Fig.21), toutes les roches volcaniques de Boukaïs se concentrent, en revanche, essentiellement dans le domaine calco-alcalin, mais avec une tendance relative vers le domaine tholéitique contaminé par des composants de la croûte continentale. Une contamination crustale peut donc être envisagée, elle se matérialiserait ici par un enrichissement en La, représentatif des terres rares légères.

Les terres rares (Fig. 22a) n'ont été dosées que dans les faciès les moins altérés (dolérite -Dol3- et dans les dacites -Dy5 et Tdy3-). Le spectre normalisé aux chondrites (Sun et Mc Donough, 1989) de la dolérite est relativement plat et représentatif d'une tholéiite enrichie (EMORB) très proche de celui des tholéiites continentales, avec un léger enrichissement en terres rares légères (30 à 40 fois les chondrites $La/Yb = 2,35$), le plus fort enrichissement correspond au Nd et Sm. Une légère anomalie négative en Yb est également à signaler.

Dans les diagrammes élargis d'éléments en traces ("spidergram") normalisés aux MORB (Anderson, 1989) (Fig.22b,c) ou au Manteau (Sun et Mc Donough, 1989) (Fig. 23a,b), les éléments sont classés de gauche à droite en fonction de leur degré d'incompatibilité décroissante. La gauche des spectres présente les éléments les plus lithophiles, notamment caractéristiques des sources mantelliques enrichies et des composants de la croûte continentale. Les spectres des dolérites normalisés aux MORB montrent de spectaculaires enrichissements en lithophiles (Rb, Ba, K, Pb, Sr et P) que l'altération hydrothermale peut à elle seule expliquer. Les terres rares légères (La, Ce) et intermédiaires (Sm, Nd), ainsi que l'Hf, nettement plus inertes face à l'altération montrent, un très faible enrichissement par rapport aux MORB (2x). Par contre tous les éléments compatibles et le Nb coïncident parfaitement avec les MORB et dessine un spectre presque plat, avec, comme nous l'avions vu dans le spectre de terres rares normalisé aux chondrites (Fig.22a) un très léger

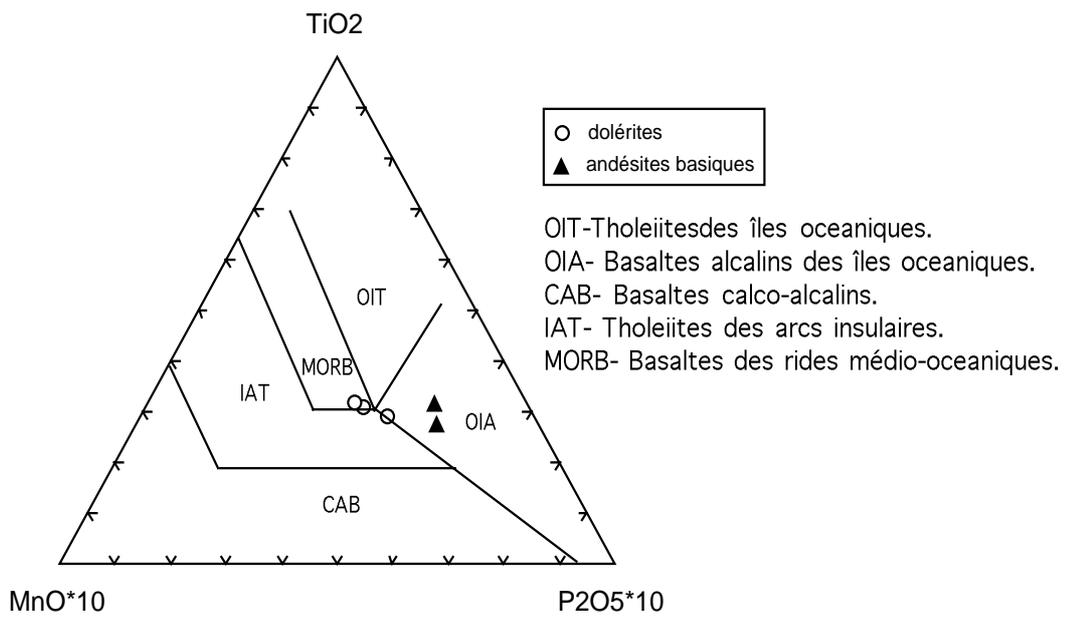


Fig. 20 : Diagramme TiO₂-MnO-P₂O₅ mettant en évidence les différents contexte géodynamiques (Mullen, 1983).

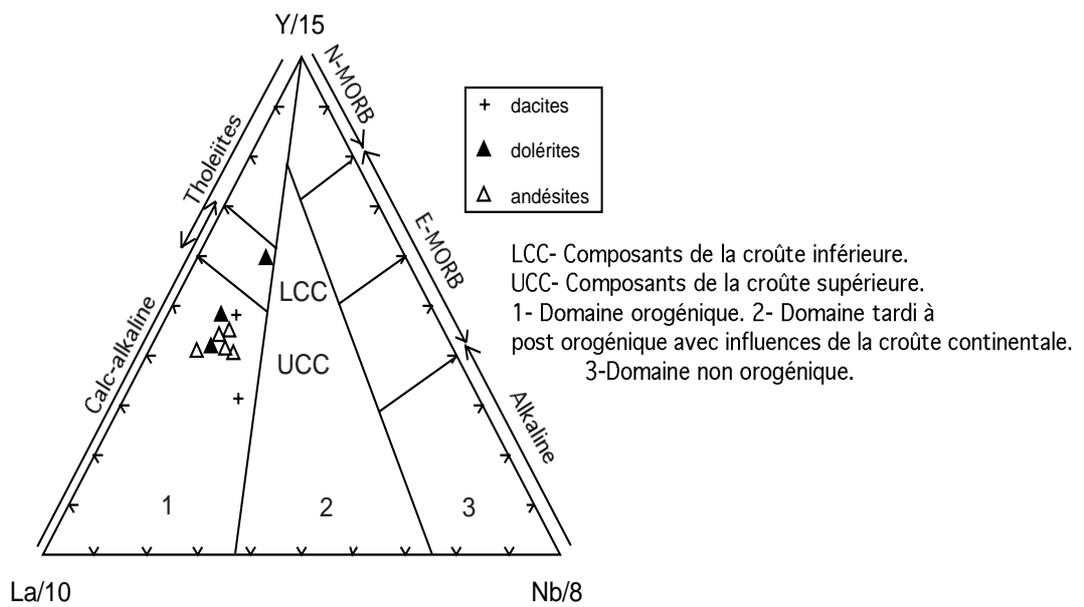


Fig. 21 Diagramme Y/15 - La/10 - Nb/8 (Cabanis et al, 1989).

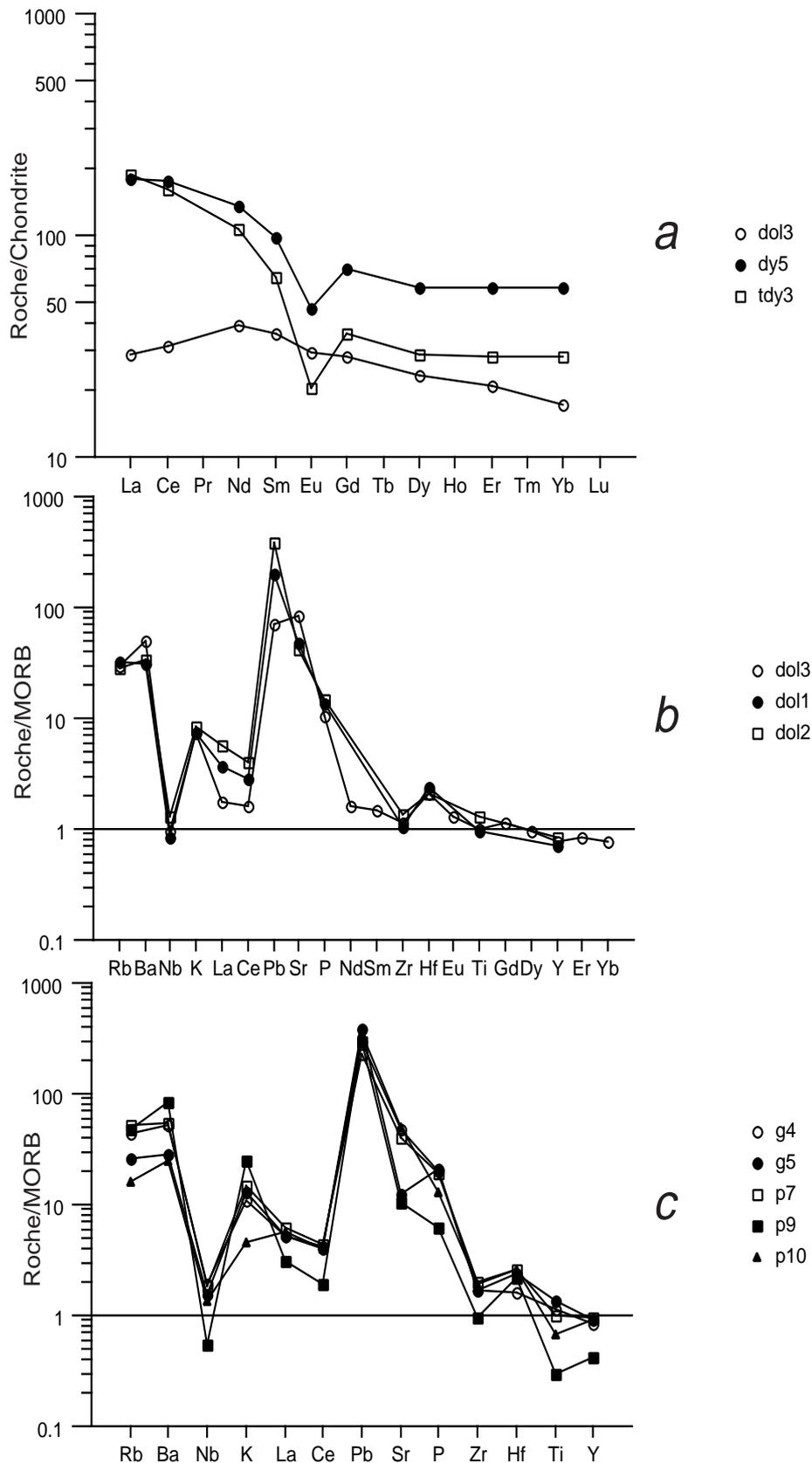


Fig. 22 : (a) Spectres de Terre Rares des dolerites et dacites de Boukais normalisées aux chondrites C1 (Sun & McDonough, 1989); (b) Spectres des éléments en traces des dolérites, normalisés aux MORB (Anderson, 1989); (c) Spectres des éléments en traces des andésites, normalisés aux MORB (Anderson, 1989)

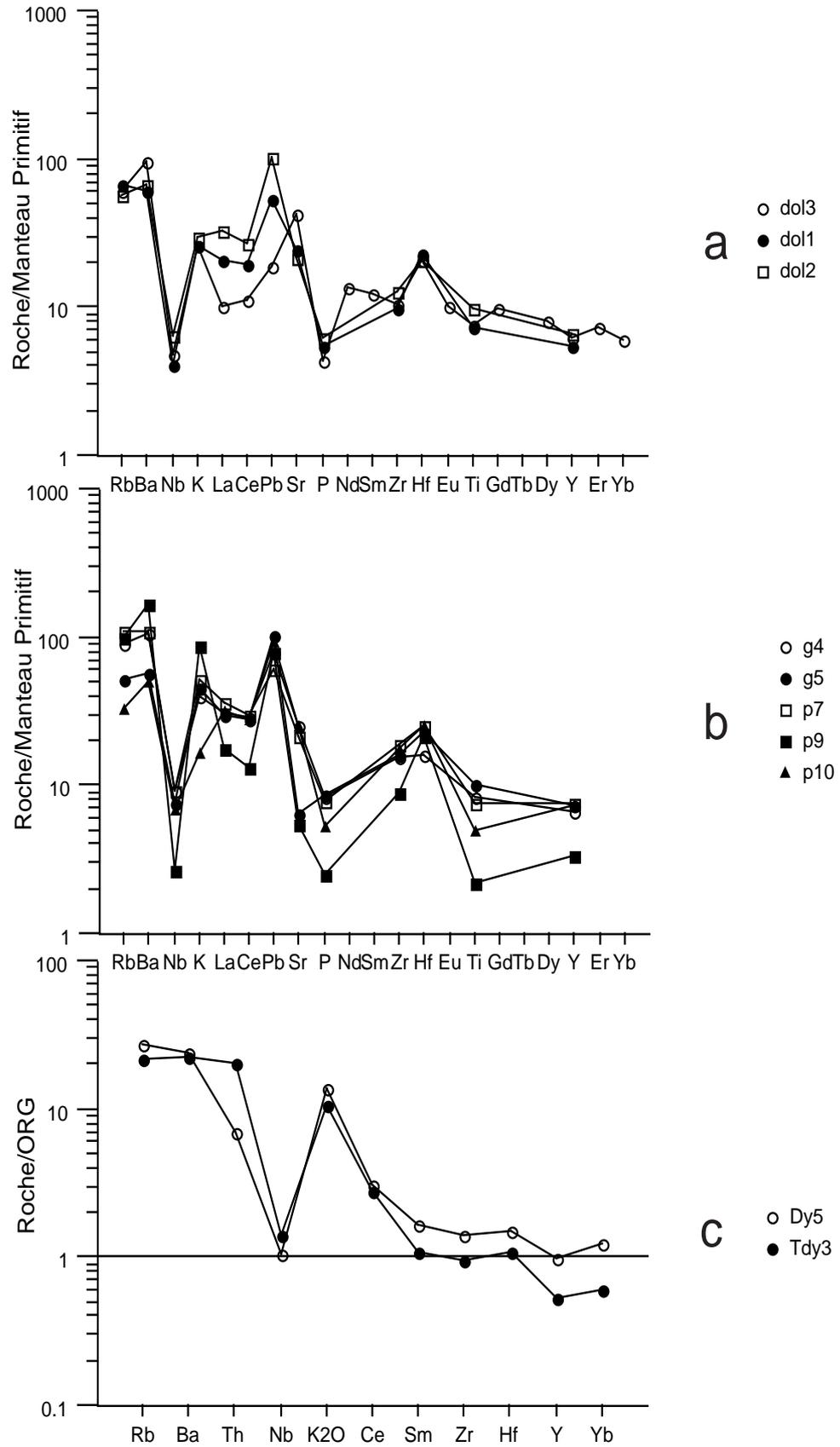


Fig. 23 : Spectres des éléments en traces normalisés au manteau primitif (Sun & McDonough, 1989) des dolérites (a) et des andésites (b) ; spectres des éléments en traces normalisés aux ORG (Pearce et al, 1984) des dacites.

appauvrissement en Y et Yb. La normalisation au manteau apporte les mêmes informations et confirme l'absence totale de fortes anomalies négatives en éléments à fort potentiel ionique (HFSE -Nb, Ti, Zr-) qui caractérisent les magmas engendrés au niveau d'une zone de subduction. D'après J. Gill (1981), la plupart des andésites orogéniques ont des teneurs en zirconium entre 50 et 150 ppm, alors que dans le cas des roches volcaniques de Boukaïs, elles dépassent largement les 150 ppm.

Les spectres des andésites normalisés aux MORB traduisent également l'énorme enrichissement secondaire en éléments les plus lithophiles mobiles, mais ici les spectres dessinés à partir des éléments compatibles, les terres rares légères et le Nb montrent un léger enrichissement des éléments incompatibles plus inertes. Il faut cependant interpréter ces spectres avec grande prudence car les andésites sont les plus altérées de Boukaïs et les terres rares légères peuvent elles aussi dans certains cas avoir été remobilisées (Tourpin 1991). Là encore le Nb, Zr et Ti, normalisés aux MORB ou au manteau ne montrent pas d'anomalies négatives significatives à l'exception de la roche P9 et P10 qui présentent également un enrichissement en La et Ce légèrement plus marqué. Ces caractéristiques pourraient indiquer une contamination continentale plus prononcée que dans le cas des dolérites.

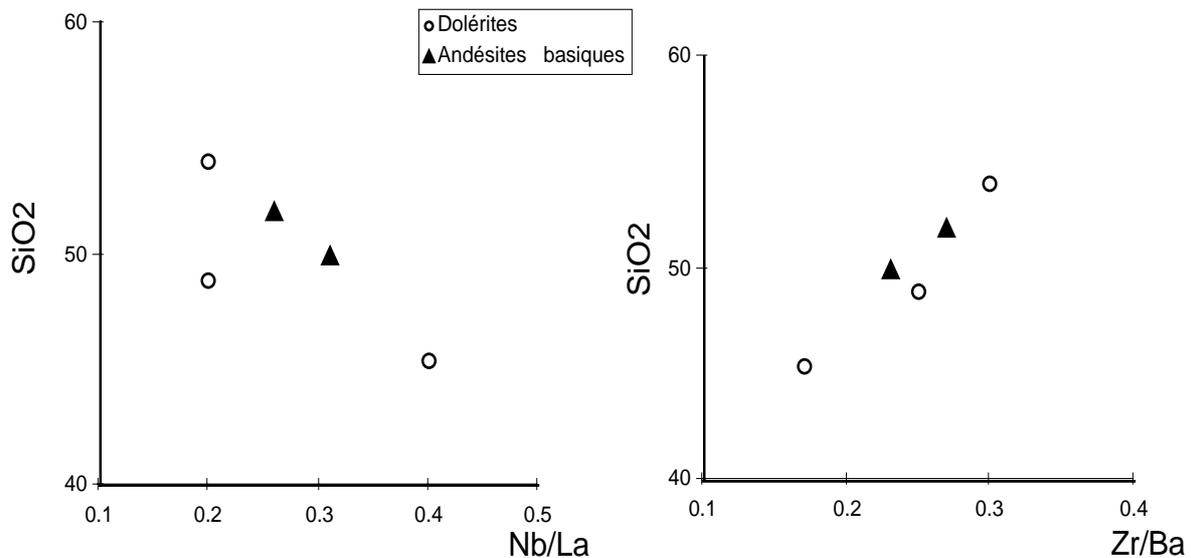


Fig. 24 Diagramme SiO_2 - Zr/Ba et SiO_2 - Nb/La des roches magmatiques de Boukaïs (Hawkesworth et al, 1993).

D'après Hawkesworth et Gallagher (1993), les rapports Zr/Ba supérieurs à 0,5 et Nb/La à 1,0, indiquent une source mantellique asthénosphérique. Dans l'ensemble des roches volcaniques de Boukaïs, ces rapports sont tous inférieurs à 0,5 (Fig. 24), ce qui indique l'absence de participation asthénosphérique ou alors de façon très limitée, et dans ce cas la source doit être considérée

comme essentiellement lithosphérique. Dans le diagramme La/Nb vs Zr/Nb (Fig.25), les roches de Boukaïs se concentrent entre la source E-MORB et N-MORB, ce qui argumente les constatations précédentes sur la non participation ou limitée du manteau asthénosphérique dans la genèse de ces roches.

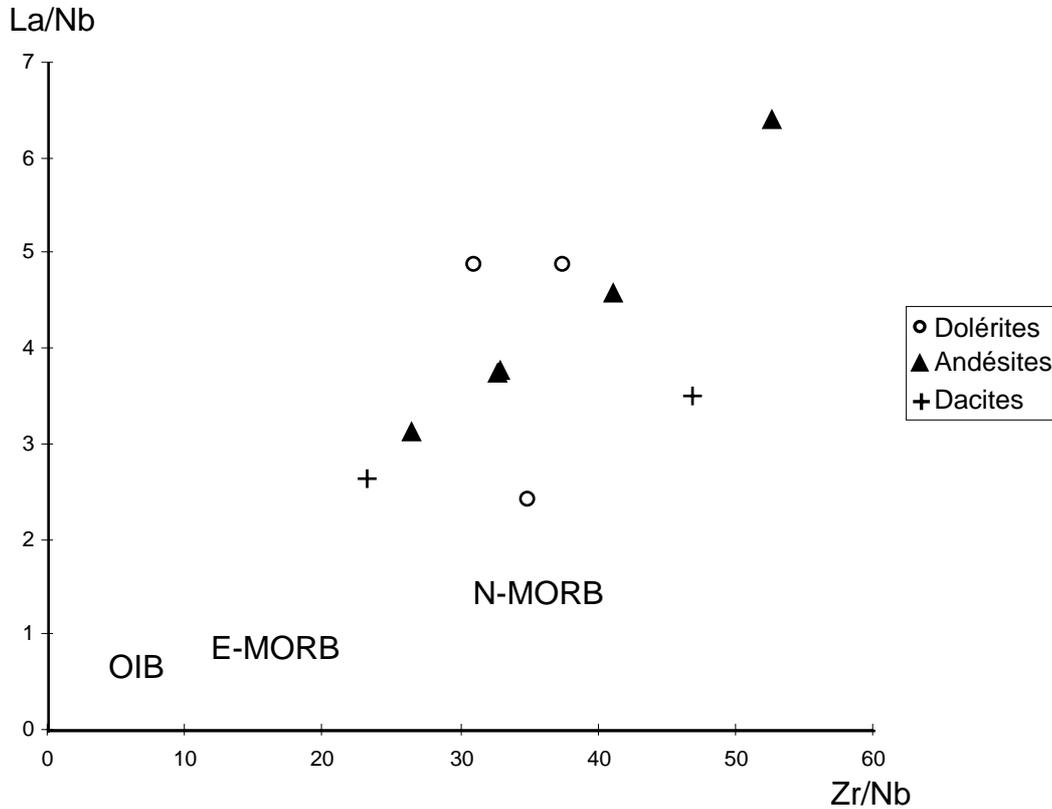


Fig. 25 Diagramme La/Nb vs Zr/Nb des roches magmatiques de Boukaïs (Sun et McDonough, 1989 in Demant et al, 1996).

Un manteau lithosphérique continental enrichi à la source plus une participation crustale notable au cours des transferts des magmas vers la surface, pourraient expliquer donc l'ensemble des caractéristiques chimiques des roches de Boukaïs et leurs différences. Une contamination crustale plus importante est nécessaire pour expliquer les caractéristiques des andésites par rapport aux dolérites, qui, elles, peuvent provenir d'une source lithosphérique un peu plus profonde de type péridotite à grenat, comme semble l'indiquer les petites anomalies négatives spécifiques en Y et surtout Yb.

IV-3-3)- Caractérisation des roches acides

Les diagrammes SiO_2 vs Zr/TiO_2 et Zr/TiO_2 vs Nb/Y (Fig.18a,b) ont souligné (voir ci-dessus) le caractère subalcalin de l'ensemble des roches volcaniques de Boukaïs depuis les dolérites jusqu'aux faciès les plus acides, dacitiques. Les spectres des dacites sont rigoureusement parallèles entre eux, témoignant de leur cogénéisme et montrent un plus fort enrichissement en terres rares légères que dans les dolérites (200 fois les chondrites) par rapport aux terres rares lourdes ($4 < \text{La/Yb} < 9$) (Fig.22,a). Ces dernières ne montrent pas de fractionnement et forment un spectre relativement plat représentant 30 à 50 fois les chondrites, ce qui est classique pour des faciès différenciés issus d'une souche basaltique. Les deux dacites montrent, par contre, une forte anomalie négative en Eu, traduisant ainsi un fractionnement précoce du plagioclase en profondeur, avant leur extrusion dans la série volcano-sédimentaire infra-cambrienne

Dans les spectres normalisés aux granites des rides océaniques (ORG), les éléments sont classés de gauche à droite par leur degré d'incompatibilité décroissant (Fig.23c), spécifique des roches acides. Les roches dacitiques de Boukaïs montrent d'étroites analogies avec les éléments compatibles des granites océaniques (spectre plat normé sur 1) mais un enrichissement considérable de certains éléments incompatibles qui sont essentiellement lithophiles. Ces fractionnements sont les conséquences de l'altération hydrothermale pour le K_2O , Rb, Ba. En revanche, l'enrichissement en Th et la légère anomalie positive du Ce (3x), représentative des terres rares légères, peuvent être imputées à une contamination crustale intervenant dans une chambre magmatique intermédiaire. Donc on peut conclure que ces termes dacitiques peuvent provenir de la différenciation et de la contamination d'un magma mantellique de type tholéiites continentales, probablement identique à celui qui a donné les dolérites.

IV-4)- Conclusion de l'étude géochimique :

Le rapport FM est très élevé dans l'ensemble des roches volcaniques de Boukaïs, témoignant d'un degré de différenciation élevé par rapport aux liquides basaltiques en équilibre avec le manteau. Les perturbations chimiques liées à l'altération masquent les évolutions chimiques primaires des éléments majeurs et des éléments en traces les plus mobiles, en particulier les alcalins et les alcalino-terreux et les éléments lithophiles (Rb, Sr, Ba, Pb, Hf). Par contre l'étude des éléments en traces résistant à l'altération hydrothermale, a permis de mettre en évidence une individualisation de deux lignées de différenciation : celle des andésites et celle des dolérites à laquelle pourrait se rattacher les dacites.

Les dacites qui présentent des similitudes avec les granites des rides océaniques (ORG), pour les éléments compatibles, peuvent être interprétées comme résultant d'une contamination par la croûte, plus poussée que dans les dolérites, intervenant dans une chambre magmatique intermédiaire.

L'ensemble des roches magmatiques de Boukaïs appartiennent au domaine subalcalin.

Un manteau lithosphérique continental enrichi à la source plus une participation crustale notable au cours des transferts des magmas vers la surface, expliqueraient donc l'ensemble des caractéristiques chimiques des roches de Boukaïs et leur différences. Une contamination crustale plus importante et/ou manteau plus enrichi sont nécessaires pour expliquer les caractéristiques des andésites qui correspondent à l'épisode magmatique le plus précoce. Les dolérites, plus tardives, peuvent provenir d'une source lithosphérique un peu plus profonde de type péridotite à grenat, comme semble l'indiquer les petites anomalies négatives spécifiques en Y et surtout Yb, mais une source asthénosphérique peut être totalement exclue.

Les dolérites, andésites et dacites de Boukaïs, se sont mises en place dans un site tectonique intraplaque, ce qui exclut toutes relations avec un contexte géodynamique de subduction.

En bref, en dépit de l'altération et des métamorphismes hydrothermaux, ce cortège de roches magmatique calco-alcalin a gardé les caractéristiques de magmas de type tholeiites continentales, provenant de la fusion d'un manteau lithosphérique enrichi et subissant à des degrés et à des profondeurs différents, une assimilation de croûte continentale. Les andésites de Boukaïs ne sont donc pas des andésites orogéniques (Gill, 1981).

CHAPITRE V

DISCUSSION - CONCLUSION GENERALE, IMPLICATION GEODYNAMIQUE

V-I- RAPPEL DES CARACTERISTIQUES DE LA BOUTONNIERE DE BOUKAÏS.

La région de Boukaïs constitue une boutonnière infra-cambrienne, comportant une importante série volcano-sédimentaire et volcanique andésitique recoupée par des sills de dolérites et des dykes de dacites. Elle jalonne, comme la chaîne de l'Ougarta la frontière du Craton Ouest Africain qui est caractérisée au Nord Ouest par la suture pan-africaine de l'Anti-Atlas marocain et plus au Sud par celle du Hoggar Occidental. Dans ces deux dernières régions, les évolutions tectono-sédimentaires et magmatiques tardi à post pan-africaines (<540Ma) sont bien connues et également caractérisées par d'importantes formations volcano-sédimentaires. C'est notamment le cas de la série de Ouarzazate dans l'Anti-Atlas (Leblanc et al, 1979 ; Chikhaoui, 1981) ; et de la série pourprée dans le Nord Ouest du Hoggar (Caby, 1983). Dans la chaîne de l'Ougarta (Chikhaoui, 1975 ; Preidel, 1985) et dans la région de Boukaïs, la nature du socle antécambrien n'est pas connu (Eburnéen?, Pan-Africain?), il nous est paru intéressant de comparer très précisément l'évolution stratigraphique et magmatique de la période éocambrienne à silurienne dans ces quatre secteurs, ayant en commun de jalonner la frontière orogénique ou non du Craton Ouest Africain. La géochimie des roches magmatiques va servir de marqueurs pour les reconstitutions de la nature des sources mantelliques qui dans un cadre tardi-orogénique peuvent être particulièrement hétérogènes avec des composants susceptibles de provenir d'anciennes lithosphères océaniques subductées, alors que dans un cadre anorogénique c'est à dire ne correspondant pas à une stricte frontière de plaques en rapprochement, la nature du manteau, est beaucoup plus homogène. La région de Boukaïs riche en coulées andésitiques se prête bien à ses comparaisons car de telles roches peuvent provenir soit de la fusion de manteau hydraté à l'aplomb d'une zone de subduction soit d'une évolution de type calco-alcaline à partir d'une souche basaltique tholéitique, évolution acquise par des phénomènes de contamination crustale et/ou de différenciation magmatique contrôlée par une pression partielle d'eau relativement élevée. En dépit de l'importance des phénomènes hydrothermaux qui ont affecté les roches volcaniques de Boukaïs, notre étude géochimique des éléments en traces a permis d'exclure totalement la première hypothèse. Le manteau pouvait être différemment enrichi mais correspondrait à une lithosphère continentale classique, source de magmas de type tholéites

continentales et ceci aussi bien pour les andésites que pour les dolérites ou les dacites. Les fractionnements observés sont essentiellement dus à l'assimilation crustale et à la cristallisation fractionnée (AFC).

V-II- COMPARAISON DE LA BOUTONNIERE DE BOUKAÏS AVEC CELLES DE L'ANTI ATLAS MAROCAIN, DE L'OUGARTA, ET DU NORD-OUEST DU HOGGAR.

V-II-1- Etat des connaissances sur les socles :

V-II-1-1)- *L'Anti Atlas Marocain:*

Il forme un bourrelet bordant, vers le nord ouest, le Craton Ouest Africain. Il est constitué de terrains précambriens (socle) apparaissant en boutonnières sous une couverture infra-cambrienne et paléozoïque. Le socle comprend un ensemble de terrains métamorphiques (Précambrien I) cratonisé dès 2000 Ma, en contact tectonique avec des terrains plus récents (Précambrien II, 800 Ma).

Ces derniers sont affectés, avant la mise en place de la couverture (Précambrien III), par les phases tectoniques de l'orogénèse Panafricaine (680 - 580 Ma).

La couverture (Précambrien III) a subi, quant à elle, de légères distensions à l'Infra-cambrien, puis la tectonique cassante hercynienne suivie par un soulèvement d'ensemble, contrecoup des mouvements atlasiques (orogénèse alpine) (Le blanc et al, 1979).

L'histoire du socle se schématise ainsi :

- * constitution du Craton Ouest Africain bordé, au Nord par l'accident majeur ;

- * au cours du cycle Protérozoïque supérieur, il y a eu :

- formation d'un complexe ophiolitique en domaine océanique et d'une série de plate-forme sur la bordure du Craton.

- Phase Panafricaine majeure B1 qui a métamorphisé la série bordière et provoqué le télescopage tangentiel de la croûte océanique avec la bordure du Craton et l'éventuelle formation d'un arc insulaire comportant des fossés où s'accumulent les éléments détritiques et volcaniques du Pr II-III et des zones émergées où se produit une intense altération météorique.

- Une dernière phase de serrage B2 irrégulière, sans métamorphisme.

Le paysage évolue alors vers une pénéplaine instable (grabens) où vont se déposer les terrains de la couverture.

Le Précambrien III ou formation de Ouarzazate (équivalent de Boukaïs), repose en discordance majeure sur le socle. C'est une puissante série volcanique continentale composée:

- * d'ignimbrites de composition dacitique à rhyolitique ; elles constituent, en moyenne, plus de 50% du volume de la série.

* de laves de composition andésitique à basaltique, parfois porphyriques disposées en coulées ou en dykes traversant les autres faciès.

* de divers produits volcano-sédimentaires de texture et de granulométrie variables (tufs, tufs gréseux et brèches) (Le blanc et al, 1979).

V-II-1-2)- La chaîne de l'Ougarta :

La chaîne de l'Ougarta est constituée de terrains précambriens apparaissant à la faveur de boutonnières d'érosion : Damrane, Guettara, Kahal Tebelbala, ...etc.

Au plan régional, la stratigraphie de ces terrains précambriens, se présente comme suit :

- terrains sédimentaires, carbonatés ;

- terrains volcano-sédimentaires, connus dans la structure de Sebkhath el Mellah (Caby, 1965 ; in Chikhaoui, 1975).

- terrains volcaniques tardifs, essentiellement constitués, de rhyolites, dacites et rhyodacites, mais ils renferment vers la base, des andésito-basaltes et des andésites (Oglat Beraber, Guettara). Ces terrains sont attribués au précambrien III (Chikhaoui, 1975 ; Preidel, 1985), et n'ont pas subi de plissements ni de métamorphisme panafricains. Les grès arkosiques de la base du Cambrien, reposent en discordance plus ou moins marquée sur la série volcano-sédimentaire par l'intermédiaire d'un conglomérat épais de 0 à 80m, (Chikhaoui et Donzeau, 1972 in Chikhaoui, 1975 et Preidel, 1985).

V-II-1-3)- Le Nord-Ouest de l'Ahaggar :

Dans l'Ahaggar nord-occidental, il a été mis en évidence, dans le précambrien supérieur, des séries volcano-sédimentaires connues sous le nom de "Séries Vertes" qui sont principalement formées de grauweekes, tufs, brèches volcaniques, conglomérats et laves (Caby, 1983), ces terrains sont plissés et fortement métamorphisés.

Il a été également mis en évidence une série pourprée qui représente les premiers terrains discordants sur les formations métamorphiques et granitisées du N-W de l'Ahaggar (série verte) (Caby, 1983). Cette série est caractérisée par la monotonie du faciès grauweeke ou arkose, reflétant la nature de la chaîne pharusienne qui fournit la totalité du matériel et attestant le caractère de molasse de ces formations.

La série pourprée est associée à une activité magmatique tardi à post-tectonique en Ahaggar. Dans les zones bordières fracturées des grabens, les traces d'un volcanisme syn-sédimentaire sont fréquentes. Dans les zones stables (Môle In Ouzzal), les dépôts réduits tabulaires sont accompagnés par la mise en place d'importants complexes acides : nappes d'ignimbrites rhyolitiques (Caby, 1983).

V-II-2- Minéralogie et géochimie comparatives :

Du point de vue minéralogique et géochimique, les roches de Boukaïs présentent des similitudes avec celles de l'Ougarta. La composition des clinopyroxènes est la même, il s'agit d'une augite relativement riche en titane et pauvre en alumine (Fig.26). De plus, dans les diagrammes de Leterrier et al, (1982), les clinopyroxènes de Boukaïs et de l'Ougarta se placent dans le

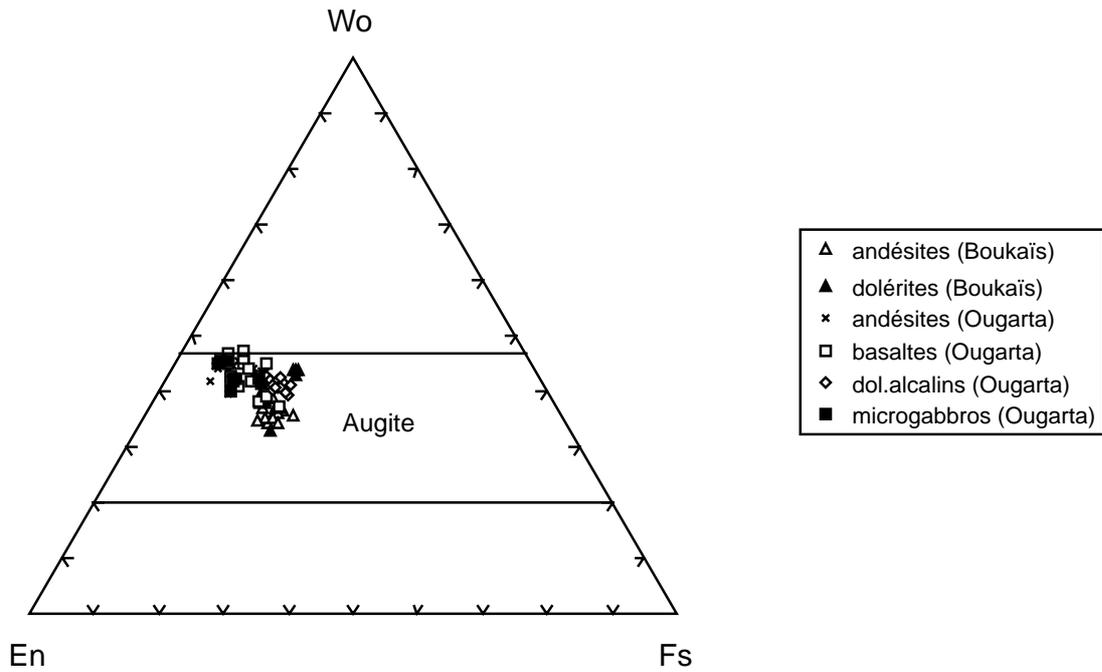


Fig.26 Diagramme Wo-En-Fs comparatif des clinopyroxènes de Boukaïs et de l'Ougarta.

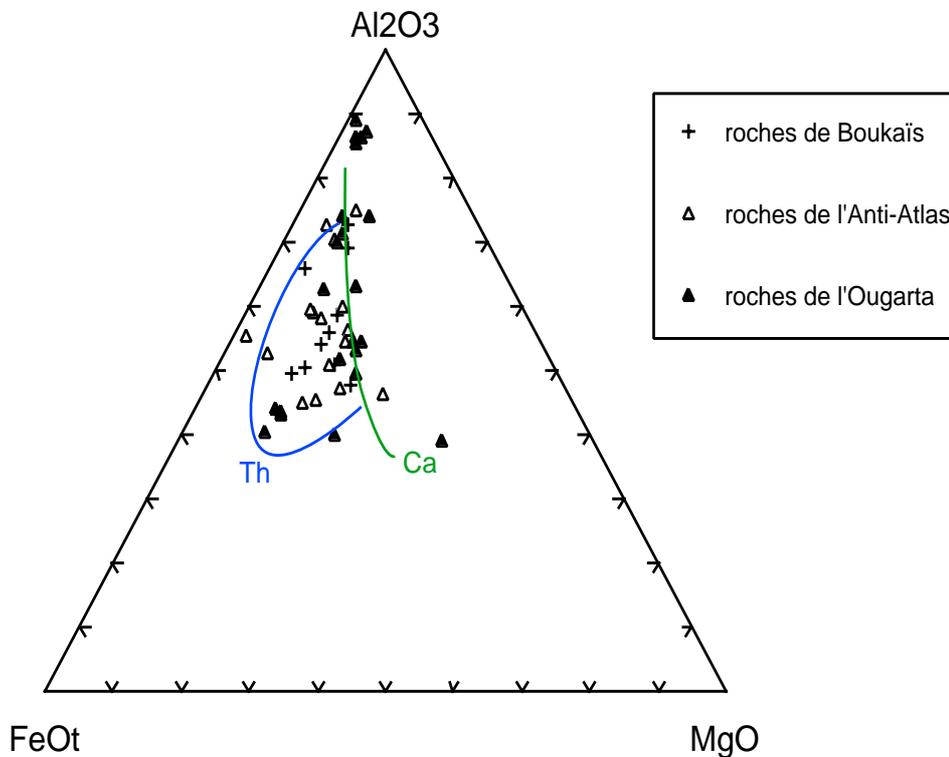


Fig. 27 : Diagramme Al_2O_3 - FeO_{tot} - MgO comparatif des roches de Boukaïs, de l'Anti-Atlas et de l'Ougarta

domaine des basaltes tholeiitiques à tendance alcaline, matérialisant un contexte géodynamique intrapluque (Fig.28). Dans le diagramme de comparaison $Al_2O_3-Fe_2O_3-MgO$, les roches volcaniques infra-cambriennes de Boukaïs, de l'Ougarta (Remechi, 1987) et de l'Anti-Atlas (Le blanc et al, 1979) se concentrent dans un même domaine calco-alcalin à tendance tholeiitique, traduisant une forte similitude de leurs compositions en éléments majeurs relativement stables face à l'altération (Fig.27).

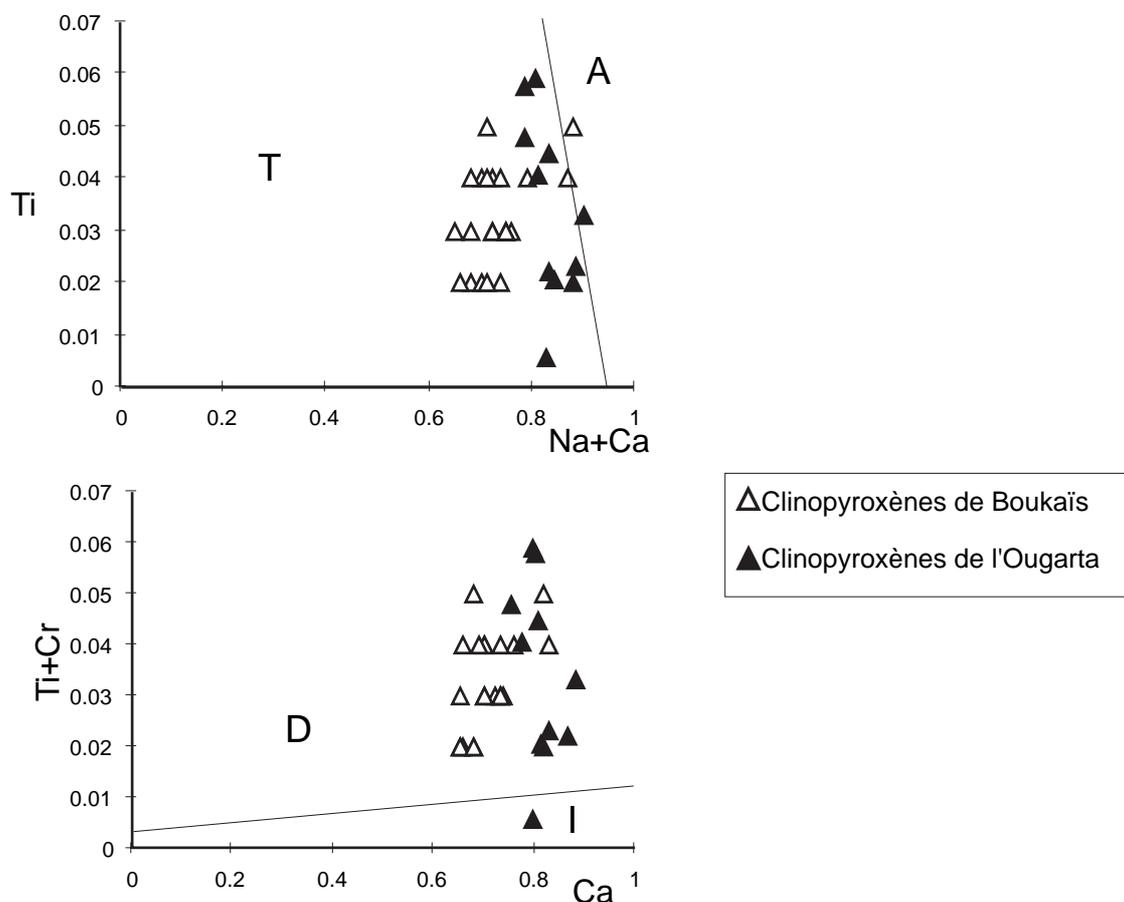


Fig. 28 Diagramme $Ti+Cr$ vs Ca et Ti vs $Ca + Na$ des clinopyroxènes de Boukaïs et de l'Ougarta. D- Domaine des basaltes anorogéniques ; I- Domaine des basaltes orogéniques ; T- Domaine des basaltes sub-alcalins ; A- Domaine des basaltes alcalins.

V-III-CONCLUSION GENERALE.

L'infra-cambrien dans la région de Boukaïs, est caractérisé par une sédimentation intertidale sur une plate-forme carbonatée. Il est caractérisé aussi, par une composante détritique relativement importante issue du démantèlement du socle cristallin de l'Anti-Atlas (granite, aplite, rhyolite..ect.).

L'étude pétrographique permet de distinguer plusieurs faciès.

Des coulées andésitiques ;

- andésite à augite et fantômes d'olivine et d'orthopyroxène,
- andésite à amphibole et biotite,
- andésite banale.

Un sill doléritique ;

- dolérite basique à augite, fantômes d'olivine et d'orthopyroxène,
- dolérite sensu-stricto.

Des extrusions dacitiques.

Les andésites, les dolérites et les dacites de Boukaïs se situent dans le domaine subalcalin.

Ces roches sont d'origine mantellique, un manteau lithosphérique continental (type tholeiites continentales) enrichi à la source. La croûte a participé dans la genèse de ces roches au cours des transferts de ces magmas vers la surface. Une contamination crustale plus importante et/ou un manteau enrichi sont nécessaires pour expliquer les caractéristiques des andésites par rapport aux dolérites, qui, elles, peuvent provenir d'une source lithosphérique un peu plus profonde de type péridotite à grenat. La participation asthénosphérique est exclue. Les dacites présentent des similitudes avec les granites des rides océaniques (ORG), contaminées par la croûte, cette contamination intervenant dans une chambre magmatique intermédiaire. Elles peuvent provenir de la différenciation et de la contamination d'un magma mantellique de type tholeiites continentales, comparable à celui qui a donné les dolérites.

En dépit de l'altération et des métamorphismes hydrothermaux, ce cortège de roches volcaniques calco-alcalines a gardé les caractéristiques de magmas de type tholeiites continentales, provenant de la fusion d'un manteau lithosphérique enrichi et subissant à des degrés et à des profondeurs différents, une assimilation de croûte continentale. Les andésites de Boukaïs ne sont donc pas des andésites orogéniques (Gill, 1981).

Les dolérites, andésites et dacites, se sont mises en place dans un site tectonique intraplaque, ce qui exclut leur mise en place dans un contexte géodynamique de subduction ou de plaques convergentes, leur contexte géotectonique se rapproche plus d'une zone de distension accompagnée d'un amincissement lithosphérique qui pourrait être dû au jeu de failles transtensives précambriennes (N40-N60), en frontière Nord-Est du bouclier Ouest Africain.

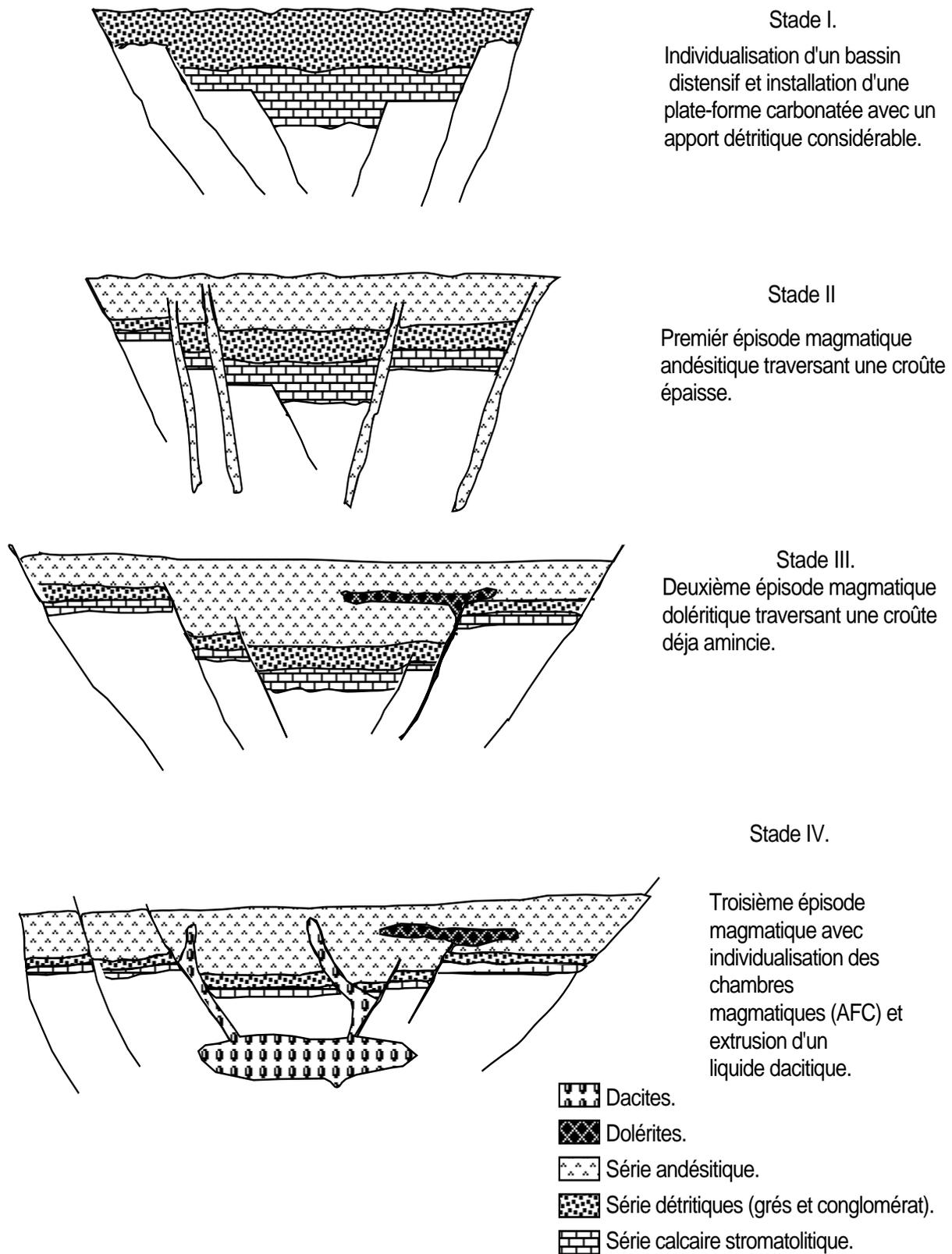


Fig.30 Contexte géodynamique de la mise en place du strato-volcanisme de Boukaïs.
(Les échelles ne sont pas prises en compte).

Son fonctionnement a déterminé (Fig.30) :

- une sédimentation carbonatée de plate-forme et détritique ensuite,
- simultanément une activité magmatique qui se manifeste par la mise en place, dans la

couverture sédimentaire, d'intrusions strictement réparties selon le réseau de fractures réactivées. Elle s'exprime par des processus subvolcaniques à volcaniques brefs, mais renouvelables :

* la première venue volcanique est andésitique, fortement contaminée par la croûte, cette dernière n'est pas totalement amincie ;

* la deuxième venue est doléritique, moins contaminée, la distension lithosphérique est plus poussée, accompagnée d'un amincissement lithosphérique ;

* la troisième venue est dacitique, mise en place dans une chambre magmatique, où elle a subi une cristallisation fractionnée et des assimilations de la croûte supérieure (AFC).

D'après les corrélations géochronologiques de la série de Boukaïs avec celles de l'Anti-Atlas, de l'Ougarta et du NW de l'Ahaggar, nous constatons qu'il y a des similitudes entre elles (Fig.29). Le socle qui est bien individualisé dans l'Anti-Atlas et le NW de l'Ahaggar, et qui est panafricain ; n'affleure pas dans l'Ougarta et Boukaïs. Nous pouvons supposer qu'il serait aussi panafricain. Du point de vue Géodynamique, il a été mis en évidence un contexte intraplaque pour les faciès de Boukaïs et de l'Ougarta et aussi une évolution similaire des lignées de Boukaïs, de l'Ougarta et de Ouarzazat (Anti-Atlas), calco-alkaline à tendance tholeiitique. L'Ougarta supposée être mise en place dans un contexte de subduction (Chikhaoui, 1975 et Preidel, 1985), pourrait être revue à la lumière des résultats géodynamiques déduits de l'étude pétrogéochimique de la série volcanique de Boukaïs dont le contexte géodynamique intraplaque de transtension est démontré.

Références bibliographiques :

- AFFATON. P ; AGUIRRE. L ; MENOT. R. P. 1996. " Thermal and geodynamic setting of the Buem volcanic rocks near Tiele, Northwest Benin, West Africa." (Precam. Resear. vol. 82, issue 3-4, 191-209 pp).
- AIT KACI. A. A. "Evolution lithostratigraphique et sédimentologique des monts d'Ougarta pendant le Cambrien (Sahara algérien Nord-Occidental)." (Thèse 3eme cycle, U.S.T.H.B. 168 PP).
- ALIMEN. H. ; LEMAITRE. D. ; MENCHIKOFF. F. ; PETTER. G. ; POUEYTO. A. 1952. " Les chaines d'Ougarta et de la Saoura ". (mono. regio. 1^{ere} série, n°15, Algérie).
- AMSTUTZ. G. C. 1974. " Spilitic rocks ". (Inter. union, geol. sci. série A, 4).
- ARCULUS. R. J. ; JOHNSON. R. W. 1977. " Criticism of generalised models for the magmatic evolution of Arc Trench systems". (Earth and Planetary, scienc, letters, 39, 118-126 p).
- ARNAUD. G. 1980. " L'intrusion gabbro-dioritique de Saint Quay-Portrieux (côtes du Nord)". (thèse, 3^{eme} cycle, Paris VI, 141 p).
- ASHWAL. L. D. ; BURKE. K. 1989. " African lithospheric structure, volcanism, and topography ". (Earth, plan. scien. lett. 96, 8-14 p).
- BACON. C. R. 1989. " Calc-alkaline, shoshonitic and primitive tholeiitic lavas from Monogenetic volcanoes near crater lake, Oregon ". (journal of petrology, vol 31, part 1, 135-166 p).
- BARBERI. A. ; BIZOUARD. H. ; VARET. J. 1971. " Nature of the clinopyroxene and iron enrichment in alkalic and transitional basaltic magmas ". (Cont. miner. petrol. 33, 93-107pp).
- BAU. M. 1991. " Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid - rock interaction and the significance of the oxidation state of europium ". (chemical geology, 93, 219-230p).
- BERTRAND. J. M. ; MICHARD. A. ; CARPENA. J. ; BOULLIER. A. M. ; DAUTAL. D. ; PLOQUIN. A. 1984. " Pan-African granitic and related rocks in the Iforas granulites (Mali) ; structure, geochemistry and geochronology ". (African, geol. mus. roy. Afri. cent. Tervuren, Belg. 147-165 p).
- BESSELES. B. 1977. " Géologie de l'Afrique : Craton Ouest Africain ". (B.R.G.M, n° 88).
- BESSON. M. ; FONTEILLES. M. 1974. " Relations entre les comportements condtatés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholeiitique et calco-alkaline ". (bull. soc. fr. miner. crist. 97, 445-449 p).
- BOULLIER. A. M. ; LIEGEOIS. J. P. ; BLACK. R. ; FABRE. J ; SAUVAGE. M ; BERTRAND. J. M. 1986. " Late panafrican tectonics marking the transition from subduction related calcalkaline magmatism to within-plate alkaline granitoïds (Adrar des Iforas, Mali) ". (tectonophysics, 233-246 p, Elsevier, scien pub, Amsterdam).
- BOUSMAHA. M. 1989. " Rapport final sur les travaux de prospection de cuivre dans la structure de Boukaïs" (O. R. G. M. Sud-Ouest, Bechar).

- CABANIS. B. ; CHANTRAINE. ; HERROUIN. ; TREUIL. 1982. " Etude géochimique (majeurs et traces) des spilites et dolérites de Bolazec. Mise en évidence d'un domaine en distension crustale au Devonien inférieur en Bretagne Centre-Ouest ". (bull. B.R.G.M, 2, 47-61 p).
- CABANIS. B.; LECOLLE. M. 1989. " Le diagramme La/10 - Y/15 - Nb/8 : un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale ". (C. R. Acad. Scien. Paris, t 309, série II, 2023-2029).
- CABANIS. B. ; COCHEME. J. J. ; VELLUTINI. P. J. ; JARON. J. L. ; TREUIL. M. 1990. " Post collisional Permian volcanism in north western Corsia : an assessment based on mineralogy and trace element geochemistry ". (journ. volcan. geotherm. resear. 44, 51-67 p, Elsevier pub.).
- CABY. R. 1983. " La chaîne pharusienne dans le Nord-Ouest de l'Ahaggar (Sahara central, Algérie) ; sa place dans l'orogénèse du Précambrien supérieur en Afrique ". (bul. 47, pub. s-direc. géol. Alger).
- CABY. R. 1987. " The pan-african belt of West Africa from the Sahara desert to the gulf of Benin ". (" The Anatomy of Mountain Ranges ". J. P. Schaer and J. Rodgers, chap. 8, 129-170 p, Princeton. univ. press.).
- CAILLEUX. Y. ; DESTEUQC. C. ; GONORD. H. ; OUTRACHT. A. ; RJIMATI. E. 1992. " Les grands traits structuraux du Maroc, un héritage du Précambrien ". (Géol. Afric. Actes du 3^{ème} colloque, Paris edit. CTHS).
- CAPEDRI. S. ; VENTURELLI. G. 1978. " Clinopyroxene composition of ophiolitic metabasalts in the mediterranean area ". (Earth. planet. scien. letters. 43, 61-73 p, Elsevier scien. pub.).
- CAPEDRI. S. ; VENTURELLI. G. 1980. " Clinopyroxenes from mediterranean ophiolitic metabasalts and their relation to the host rock chemistry ". (Ofioliti, 5 (2/3), 195-204 p).
- CARROLL. M. R. ; WYLLIE. P. J. 1989. " The system tonalite - H₂O at 15 Kbar and the genesis of calc-alkaline magmas". (American, Mineralogist, vol. 75, 345-357 p).
- CHIKHAOUI. M. ; DONZEAU. M. 1972. " Le passage Précambrien-Cambrien dans les monts d'Ougarta : Le conglomerat du Djebel Ben Tadjine (Saoura, Sahara algérienne, nord-occidentale) ". (SNED, Alger).
- CHIKHAOUI. M. 1974. " Les ignimbrites et les roches basiques du Précambrien supérieur des monts d'Ougarta. (Saoura)." (Thèse 3^{ème} cycle, Fac. Scien. Alger, 111 pp).
- CHIKHAOUI. M. ; DUPUY. C ; DOSTAL. J. 1980. " Geochemistry and Petrogenesis of Late Proterozoic Volcanic Rocks from North-Western Africa." (contr. miner. petro. 73, 375-388 pp).
- CHIKHAOUI. M. 1981. "Les roches volcaniques du Proterozoïque supérieur de la chaîne Pan-Africaine (Hoggar, Anti-Atlas, Adrar des Iforas). Caractérisation géochimique et minéralogique. Implication géodynamique." (Thèse, Etat, U.S.T.L. Montpellier, 183 pp).
- CHOUBERT. G. 1958. " l'Adoudounien et le Précambrien III dans l'Anti-Atlas ; in Relations entre le précambrien et le Cambrien ". (Collog. inter. nat. rech. scien. Paris, 76, 143-162 p).
- CHOUBERT. G. ; FAURE MURET. A. 1971. " Lexique stratigraphique international ". (nouv. série, n° 1, Afrique de l'ouest, J. Fabre Editor).

- COLEMAN. J. R. (1977). "Emplacement and metamorphic of ophiolites". (Ofioliti, 2, 1, 41-73pp).
- COTTIN. J. Y. 1978. "L'association ultramafique - mafique de la région du Braceo (Apennin Ligure, Italie)." (Thèse 3^{ème} cycle, univ. Paris VII, 211 pp).
- COULON. C. ; BAQUE. L. 1973. "Les andésites cénozoïques et laves associées en Sardaigne Nord-occidental (provinces du Logudoro et Basano) caractères minéralogiques et chimiques". (contr. miner. petro. 42, 125-139 p, Springer Verlag).
- COULON. C. ; MAURY. R. C. 1981. "Petrology of tholeiitic lavas from Tanna Island (New Hebrides) : Importance of cumulative processes in Island Arc Magmatism". (bull, volcanol, vol 44-4, 661-680 p).
- COULON. C. 1993. "Le volcanisme des rifts continentaux". (mém. soc. géol. France, 163, APBG, n° Spec, 69-80 p).
- DELEAU. P. 1952. "La region de Colomb Béchar". (monog. region. 1^{ère} série, n° 8, Alger).
- DEMANT. A. ; MORATA. D. 1996. "Les dolérites tholeiitiques de Gaujacq et St-Pandelon (Landes, France). Pétrologie, géochimie et cadre géodynamique". (bull. soc. géol. France, t. 167, n°3, 321-333 p).
- DONZEAU. M. 1971. "Signification tectonique des diaclases du paléozoïque des monts d'Ougarta (Sahara occidentale, Algérie)". (SNED, Alger).
- DONZEAU. M. 1972. "Les deformations hercyniennes dans le paléozoïque des monts d'Ougarta (Sahara occidental, Algérie)". (C. R. Acad. Scien. Paris, t 274, 3519-3522 p).
- DONZEAU. M. ; ZELLOUF. K. 1973. "La jonction Ougarta - Anti-Atlas : structure de la region de Tadaout El Berhil (Sahara occidental algérienne)". (soc. his. nat. afri. t. 64, fasc. 3 et 4, 171-184 p, SNED).
- DONZEAU. M. 1974. "L'arc Anti-Atlas - Ougarta (Sahara nord occidental, Algérie - Maroc. C. R. Acad. Scien. Paris, t 278, série D, 417-418 p).
- DUCROT. J. 1979. "Datation à 615 Ma de la granodiorite de Bleida et conséquences sur la chronologie des phases tectoniques, métamorphiques et magmatiques pan-africaines dans l'Anti-Atlas marocain". (bull. spc. géol. France, 7, t. XXI, n° 4, 495-499 p).
- DUPRE. M. ; CHABAUX. F. 1993. "Bilan de matière dans le volcanisme de subduction : données géochimiques et implications géodynamiques". (mém. soc. géol. France, n° 163, 129-137 p).
- FABRE. J. 1976. "Introduction à la géologie du Sahara algérienne : la couverture phanérozoïque". (SNED, Alger).
- FRISCH. T. 1970. "A note on [The petrological environment of magnesium ilmenites : by LOVERING. J. F. ; WIDDOWSON. J. R.]". (earth, plan. scien. lett. 8, 329-330 p).
- GASS. I. G. ; SMEWING. G. J. D. 1973. "Intrusion, extrusion and metamorphisme at constructive margess evidence from the troodos massif, cyprus". (Nat. 242, 26-29pp).
- GILL. J. 1981. "Orogenic andesites and plate tectonics". (Minerals and rocks, Springer -Verlag, Bolin - Heidelberg - New york, 64-167 p).

- GREEN. T.H. ; RINGWOOD. A. E. 1966. " Origin of the calc-alkaline Igneous rock suite". (earth, planet, scienc, letters 1, 307-316 p).
- GROVE. T. L. ; GERLACH. D. C. ; SANDO. T. W. 1982. " Origin of calc-alkaline series lavas at Medicine lake volcano by Fractionation, Assimilation and Mixing". (contrib, miner, petr, 160-182 p).
- HATCH. F. H. ; WELLS. A. K. ; WELLS. M. K. 1972. " Diorites, microdiorites and andesites ". (petro. igneous. rocks, 13^{ème} edit, Thomas Murby 820, Allen and Unwin).
- HAWKESWORTH. C. J. ; GALLAGHER. K. 1993. " Mantle hotspots, plumes and regional tectonics as causes of intraplate magmatism ". (Terra Nova, 5, 552-559 p).
- HOLE. M. J. 1990. " Geochemical evolution of Pliocene recent post-subduction alkalic basalts from Seal Nunataks, Antarctic Peninsula ". (journ. volcan. geotherm. resear. 40, 149-167 p, Elsevier pub.).
- HUMBERT. F. F. 1989. " Conditions thermodynamiques de la cristallisation et de la genèse des magmas : discussion. Le magmatisme hypovolcanique tardi-hercynien, l'exemple du reseau filonien de Balagne (Nord-Ouest de la Corse). Etude petrologique, minéralogique et géochimique ". (thèse. doct. univ. Saint-Etienne).
- KAY. R. W. 1980. " Volcanic arc magmas : implications of a melting - mixing model for element recycling in the crust-upper mantel system ". (journ. geol. vol 88, n° 5).
- KELEMEN. P. B. ; SHIMIZU. N. ; DUNN. T. 1993. " Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust : partitioning of K, Nb, La, and Ce during melt / rock reaction in the upper mantle ". (earth, plane. scien. lett. 120, 111-134 p).
- KUNO. H. 1960. " High alumina basalt". (Journ. petrol. 1, 121-145pp).
- KUSHIRO. I. 1960. " Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks". (Am. jour. sci. New Haven, USA, 258, 548-554pp).
- LAHAYE. Y. ; BLAIS. S. ; AUVRAY. B. ; RUFFET. G. 1995. " Le volcanisme fissural paléozoïque du domaine nord armoricain ". (bull. soc. géol. France, t 166, n° 5, 601-612 p).
- LAVECCHIA. G. ; STOPPA. F. 1996. " The tectonic significance of Italian magmatism : an alternative view to the popular interpretation ". (terra nova, 8, 435-446 p).
- LE BAS. M. 1962. " The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage". (Am. jour. sci. 260, 267-288pp).
- LE BAS. M. J. ; LE MAITRE. R. W. ; STRECKEISEN. A. ; ZANETTIN. B. 1986. " A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram ". (journ. petro. vol 27, part 3, 745-750 p).
- LE BLANC. M. 1973. " Les formations infracambriennes de Bouazzer (Anti-Atlas central, Maroc) : lithostratigraphie, tectonique et position structurale ". (note, mém. serv. géol. Maroc, 254, 7-14 p).
- LE BLANC. M. ; LANCELOT. J. R. 1979. " Interprétation géodynamique du domaine panafricain (Précambrien terminal) de l'Anti-Atlas (Maroc) à partir de données géologiques et géochronologiques ". (jour. Canadien, scien. terre, vol. 17, n° 1, 142-155 p).

- LE BLANC. M. 1981. "The late proterozoic ophiolites of Bouazar (Morocco) : evidence for panafrikan plate tectonics". (Kröner edit. Elsevier, scien. pub. comp. Amsterdam).
- LE BLANC. M. ; POUCHKINE. A. M. 1994. "Sedimentary and volcanic evolution of a Neoproterozoic continental margin (Bleida, Anti-Atlas, Morocco)". (Precambrien Research, 70, 25-44 p, Elsevier, scien. pub.).
- LECORCHE. J. P. 1990. "Les Mauritanides, Afroque de l'Ouest : une chaîne panafricaine remobilisée et des terrains accretés au paléozoïque supérieur". (15^{ème} colloque de géologie Africaine, Nancy I).
- LETERRIER. J. ; MAURY. R. C. ; THONON. P. ; GIRARD. D. ; MARCHAL. M. 1982. "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic séries". (Earth, plan. sci. lett. Amsterdam, 59, 139-154pp).
- LIEGEOIS. J. P. ; BLACK. R. 1984. "Petrographie et géochronologie Rb - Sr de la transition calco-alcaline - alcaline fini-panafricaine dans l'Adrar des Iforas (Mali) : accretion crustale au Précambrien supérieur". (African, geol. mus. roy. Afri. cent. Tervuren, Belg. 115-145 p).
- LIEGEOIS. J. P. ; BLACK. R. ; NAVEZ. J. ; LATOUCHE. L. 1993. "Early and late pan-african orogenies in the Aïr assembly of terranes (Tuareg Shield, Niger)". (precam. resear. 67, 59-88 p).
- LOUNI-HACINI. A. ; BELLON. H. ; MAURY. R. C. ; MEGARTSI. M.; COULON. C. ; SEMROUD. B. ; COTTEN. J. ; COUTELLE. A. 1995. "Datation ⁴⁰K - ⁴⁰Ar de la transition du volcanisme calco-alcalin au volcanisme alcalin en Oranie au Miocène supérieur". (C. R. Acad. Scien. Paris, t. 321, série II a, 975-982 p).
- MARCELOT. G. ; BARDINTZEFF. J. M. ; MAURY. R. C. ; RANCON. J. P. 1988. "Chemical trends of early formed clinopyroxene phenocrysts from some alkaline and orogenic basic lavas". (bull. soc. géol. France, 8, t IV, n° 5, 851-859 p).
- MAURY. R. C. 1993. "Les séries volcaniques". (mém. soc. géol. France, n° 163, 39-55 p).
- MEGARTSI. M. 1985. "Le volcanisme plio-quadernaire de l'Oranie Nord-Occidentale : géologie, pétrologie, géodynamique". (thèse, doct. Etat, USTHB, Alger, 296pp).
- MORIMOTO. N. 1988. "Nomenclature of pyroxenes". (americ. miner. vol. 73, 1123-1133 p).
- MÜLLEN. E. D. 1983. "MnO/TiO₂/P₂O₅ : a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environnements and its implications for petrogenesis". Earth Planetary Science Letters 62, 53-62.
- NERCI. K. 1988. "La boutonnière protérozoïque de Sidi Flah (Saghro, Anti-Atlas, Maroc) ; contribution à l'étude de ses minéralisations à Pb, Zn, Cu, Ag et de leur cadre géologique". (thèse, 3^{ème} cycle, Ecole norm. sup. Rabat).
- NICHOLLS. I. A. ; RINGWOOD. A. E. 1972. "Production of silica-saturated tholeiitic magmas in islands arcs". (earth. planet. scien. lette. 17, 243-246 p).
- NICHOLLS. J. ; RUSSEL. J. K. ; STOUT. M. Z. 1986. « Testing magmatic hypothesis with thermodynamic modelling ». In Scarfe, C. M. (Ed.). Silicate melts : their properties and structure applied to problems in geochemistry, petrology, economic geology and planetary geology. Mineral. Ass. Can., Ottawa, pp. 210-235.

- NISBET. E. G. ; PEARCE. J. A. 1977. "Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings". (contrib. miner. petrol. 63, 149-160 p, Springer-Verlag).
- OUAZZANI. H. ; LAPIERRE. H. 1986. "Le magmatisme carbonifère de la zone Briançonnaise (Alpes internes). Essai sur la lecture des magmatismes calco-alcalins tardifs dans les chaînes de collision continentale". (C.R. Acad. Scien. Paris, t 302, série II, n° 18).
- OUAZZANI. H. 1989. "Quelques formations volcaniques et hypovolcaniques Tardi-collisionnelles d'âge Stephano-Permien des Alpes, du massif central et du bassin Sarro-lorrain, exemples d'une dynamique lithosphérique en milieu intraplaque continental". (thèse, doct. univ. Nancy I, 365 p).
- PAGEL. M. ; LETERRIER. J. 1980. "The subalkaline potassic magmatism of the ballons massif (Southern Vosges, France) : Shoshonitic affinity". (lithos 13, 1-10, Oslo, ISSN 0024-4937).
- PEARCE. J. A. ; NORRY. M. J. 1979. "Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks". (contrib. miner. petrol. 69, 33-47 p, Springer-Verlag).
- PEARCE. J. A. ; HARRIS. N. B. W. ; TINDLE. A. G. 1984. "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks". J. Petrol., 25, 4, p.956-983.
- PONS. J. 1982. "Un model d'évolution de complexes plutoniques : gabbros et granitoïdes de la Sierra Morena occidentale (Espagne)". (thèse scien. univ. Paul Sabatier, Toulouse, 451 p).
- POTHIN. K. B. 1993. "Un exemple de volcanisme du protérozoïque inférieur en Côte d'Ivoire : zone de subduction ou zone de cisaillement ?". (Journ. Afric. earth. scien. vol 16, n° 4, 437-443 p).
- PORADA. H. 1984. "Stratigraphy and facies in the upper proterozoic Damara orogen, Namibia, based on a geodynamic model". (Precamb. resear. 29, 235-264 p, Elsevier, pub.).
- POUCLET. A. ; VIDAL. M. ; DELOR. C. ; SIMEON. Y. ; ALRIC. G. 1996. "le volcanisme birimien du Nord-Est de la côte d'Ivoire, mise en évidence de deux phases volcano-tectoniques distinctes dans l'évolution géodynamique du paléoprotérozoïque". (bull. soc. géol. France, t. 167, n° 4, 529-541 p).
- REMICHI. L. 1987. "Etude géologique du Précambrien du Damrane (Chaines d'Ougarta, Algérie), le volcanisme et les minéralisations associées". (thèse, doct. ingen. univ. Paris VI).
- RIOU. R. ; DUPUY. C. ; DOSTAL. J. 1981. "Geochemistry of coexisting alkaline and calc-alkaline volcanic rocks from northern Azerbaijan, N.W. IRAN". (Journ. volcan. geotherm. researc. 11, 253-275 p, Elsevier scien. pub.).
- SAJONA. F. G. ; MAURY. R. C. ; BELLON. H. ; COTTEN. J. ; DEFANT. M. 1996. "High Field Strength Element Enrichment of Pliocene-Pleistocene Island Arc Basalts, Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines)". (Journ. petr. vol. 37, num. 3, 693-726 pp).
- SAUNDERS. A. D. ; ROGERS. G. ; MARRINER. G. F. ; TERREL. D. J. ; VERMA. S. P. 1986. "Geochemistry of cenozoic volcanic rocks, Baja California, Mexico : Implication for the petrogenesis of post subduction magmas". (Journ. volc. geotherm. researc. 32, 223-245 p, Elsevier scien. pub.).

- SCHAER. J. P. 1987. " Evolution and structure of the High Atlas of Morocco ". (" the Anatomy of Mountain Ranges " J.P.Schaer and J. Rodgers, chap. 7, 107-113 p. Princeton. univ. press.)
- SCHALTEGGER. U. ; CORFU. F. 1995. " Late Variscan "Bassin and Range" magmatism and tectonics in the Central Alps : evidence from U-Pb geochronology ". (Geodinamica, Acta [Paris], 8, 2, 82-98 p).
- SEMROUD. B. 1981. " Evolution pétrologique du complexe magmatique Néogène de la région de Béjaïa- Amizour ". (thèse, doc. etat, U.S.T.H.B, Alger).
- SIGURDSSON. H. ; SPARKS. R. S. J. ; CAREY. S. N. ; HUANG. T. C. 1980. Volcanogenic sedimentation in the lesser Antilles Arc". (journal of geology, vol 88, 523-540 p).
- SPOONER. E. T. C. ; FYFE. W. S. 1973. " Sub-Sea floor metamorphism heat and mass transfer". (cont.miner. petrol. 42, 287-304pp).
- SUN. S. S. ; MC DONOUGH. W. F. 1989. " Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and processes. In : SAUNDERS. A. D. & NORRY. M. J. (eds.). Magmatism in Ocean Basins. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 42, 313-45.
- THIEBLEMENT. D. 1987. " Le magmatisme pérozoïque en Vendée : apport de la géochimie des éléments traces et de la pétrologie du métamorphisme à la compréhension du développement orogénique varisque". (thèse, doct. univ. P. M. Curie, Paris VI, 365 pp).
- TRAINEAU. H. ; WESTERCAMP. D. ; COULON. C. 1983. " Melanges magmatiques à la montagne Pelée (Martinique), origine des éruptions de type Saint-Vincent". (bull, volcanol, vol, 46-3, 243-269p).
- UJIKE. O. 1979. " Petrology and petrochemistry of shirotori - Hiketa Dike Swarm, Northeastern Shikoku, Japan : the products of amphibole dominated fractional crystallisation . (journ. petrol. vol. 21, n° 4, 721-741 p).
- WASS. S. Y. 1979. " Multiple origins of clinopyroxenes in alkalic basaltic rocks". (Lithos, 12, 116-132pp).
- WINCHESTER. J. A. ; FLOYD. P. A. 1976. " Geochemical magma discrimination application to altered and metamorphosed basic igneous rocks ". (Earth, Sci. Lett. 28, 459-169pp).
- WYLLIE. P. J. 1977." From crucibles through subduction to batholiths". (Springer-Verlag, New-york, 16 / 389-433 p).
- YODER. H. S.; TILLEY. C. E. 1962. " Origin of basalt magmas, an experimental study of natural and synthetic rock systems". (Journ. petrol. 3, 342-532pp).

ANNEXES

	dolérite	dolérite	dolérite C1	dolérite B1	dolérite C2	dolérite B2
SiO ₂	66.69	57	61.14	54.26	61.13	65.07
TiO ₂	0.03	0.1	0.17	0.07	0.12	0.06
Al ₂ O ₃	20.89	27.97	24.76	29.34	24.18	22.23
FeO _t	0	2.38	0.47	0.74	0.52	0.3
MnO	0.02	0	0	0	0.05	0
MgO	0	0.64	0.06	0.21	0.86	0.18
CaO	1.42	2.67	5.91	9.72	5.44	2.45
Na ₂ O	10.41	4.72	7.84	4.15	6.69	9.26
K ₂ O	0.1	5.65	0.2	1.5	0.44	0.37
NiO	0.05	0.09	0.1	0.06	0	0
Cr ₂ O ₃	0	0	0.02	0	0	0
total	99.6	101.2	100.66	100.05	99.46	99.93
Si	2.92	2.56	2.7	2.45	2.72	2.86
Ti	0	0	0	0	0	0
Al	1.08	1.48	1.29	1.56	1.26	1.15
Fe	0	0.08	0.01	0.02	0.01	0.01
Mn	0	0	0	0	0	0
Mg	0	0.04	0	0.01	0.05	0.01
Ca	0.06	0.12	0.27	0.47	0.25	0.11
Na	0.88	0.41	0.67	0.36	0.57	0.78
K	0	0.32	0.01	0.08	0.02	0.02
Ni	0	0	0	0	0	0
Cr	0	0	0	0	0	0
total	4.97	5.05	4.98	4.98	4.93	4.96
Ab	92.46	47.63	69.78	39.53	66.98	85.25
Or	0.56	37.48	1.16	9.36	2.93	2.27
An	6.97	14.89	29.06	51.1	30.09	12.48
Tableau n° 2 analyses représentatives et formules structurales des phénocristaux de plagioclases.						
	andésite basique B1	andésite basique C1	andésite basique B2	andésite basique C2		
SiO ₂	53.97	54.16	60.38	64.26		
TiO ₂	0.09	0.15	0.01	0.05		
Al ₂ O ₃	28.2	27.69	23.11	22.86		
FeO _t	0.67	0.8	0.83	0.1		
MnO	0	0.02	0.36	0		
MgO	0.2	0.08	0.56	0.06		
CaO	11.28	10.56	0.81	3.03		
Na ₂ O	4.72	4.89	3.28	8.38		
K ₂ O	0.27	0.31	9.44	0.27		
NiO	0	0	0.02	0		
Cr ₂ O ₃	0.02	0.01	0.07	0		
total	99.41	98.68	98.88	99.03		
Si	2.45	2.48	2.78	2.84		
Ti	0	0	0	0		
Al	1.51	1.49	1.25	1.19		
Fe	0.02	0.03	0.03	0		
Mn	0	0	0.01	0		
Mg	0.01	0	0.03	0		
Ca	0.55	0.51	0.04	0.14		
Na	0.41	0.43	0.29	0.71		
K	0.01	0.01	0.55	0.01		
Ni	0	0	0	0		
Cr	0	0	0	0		
total	4.99	4.99	5.01	4.92		
Ab	42.42	44.75	32.98	81.87		
Or	1.6	1.87	62.49	1.76		
An	55.98	53.38	4.52	16.38		
Tableau n° 3 analyses représentatives et formules structurales des phénocristaux de plagioclases.						

	andésite basique C3	andésite basique B3-1	andésite basique B3-2			
SiO ₂	53.52	56.27	66.27			
TiO ₂	0.13	0.13	1.21			
Al ₂ O ₃	28.25	28.11	19.83			
FeO _t	0.55	1.2	0.09			
MnO	0	0.12	0			
MgO	0.18	0.92	0.15			
CaO	11.44	6.69	1.97			
Na ₂ O	4.64	4.62	9.43			
K ₂ O	0.44	2.37	0.05			
NiO	0.03	0.03	0			
Cr ₂ O ₃	0	0.02	0.03			
total	99.19	100.48	99.03			
Si	2.44	2.52	2.92			
Ti	0	0	0.04			
Al	1.52	1.48	1.03			
Fe	0.02	0.04	0			
Mn	0	0	0			
Mg	0.01	0.06	0			
Ca	0.56	0.32	0.09			
Na	0.41	0.4	0.8			
K	0.02	0.13	0			
Ni	0	0	0			
Cr	0	0	0			
total	5	4.99	4.91			
Ab	41.27	46.78	89.34			
Or	2.5	15.8	0.3			
An	56.18	37.42	10.33			
Tableau n° 4 analyses représentatives et formules structurales des phénocrisaux de plagioclases.						
	dacite	dacite	dacite C'	dacite B'	andésite intermédiaire	andésite acide
SiO ₂	69.9	69.31	68.33	67.91	67.7	68.85
TiO ₂	0.02	0.07	0	0	0.01	0.07
Al ₂ O ₃	20.39	20.51	21.19	20.33	19.64	20.4
FeO _t	0.12	0.02	0	0.47	0.07	0.29
MnO	0	0	0	0.05	0.01	0
MgO	0.05	0.01	0.01	0	0	0.03
CaO	0.11	0.04	0	0.15	0.24	0.06
Na ₂ O	11.14	10.41	9.95	10.36	10.86	10.92
K ₂ O	0.09	0.36	0.5	0.31	0.13	0.04
NiO	0.05	0.04	0	0.02	0	0.07
Cr ₂ O ₃	0	0	0.01	0	0	0
total	101.88	100.77	100.01	99.61	98.66	100.74
Si	2.98	2.99	2.96	2.97	2.99	2.97
Ti	0	0	0	0	0	0
Al	1.02	1.04	1.08	1.04	1.02	1.04
Fe	0	0	0	0.01	0	0.01
Mn	0	0	0	0	0	0
Mg	0	0	0	0	0	0
Ca	0	0	0	0	0.01	0
Na	0.92	0.87	0.83	0.88	0.92	0.91
K	0	0.02	0.02	0.01	0	0
Ni	0	0	0	0	0	0
Cr	0	0	0	0	0	0
total	4.96	4.93	4.92	4.94	4.96	4.95
Ab	98.93	97.56	96.79	97.3	98.04	99.47
Or	0.55	2.24	3.21	1.92	0.76	0.23
An	0.52	0.2	0	0.79	1.21	0.3
Tableau n° 5 analyses représentatives et formules structurales des phénocrisaux de plagioclases.						

	andésite acide	dacite	ésite interméd	dacite	dacite	dacite	
SiO ₂	64.56	65.29	64.12	65.54	65.44	67	
TiO ₂	0.03	0.05	0.01	0	0	0.06	
Al ₂ O ₃	18.84	18.95	18.92	19.01	18.55	18.17	
FeOt	0	0	0.33	0.11	0.13	0.12	
MnO	0	0.01	0.01	0	0.02	0	
MgO	0.06	0.02	0	0.03	0	0	
CaO	0	0	0	0	0	0.02	
Na ₂ O	0.32	0.91	0.26	0.21	0.5	0.47	
K ₂ O	16.4	15.34	16.37	14.82	15.42	15.01	
NiO	0.04	0	0.06	0	0.06	0.02	
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0.04	0.07	
total	100.25	100.56	100.09	99.72	100.16	100.95	
Si	2.97	2.98	2.96	3	3	3.03	
Ti	0	0	0	0	0	0	
Al	1.02	1.02	1.03	1.02	1	0.97	
Fe	0	0	1.01	0	0	0	
Mn	0	0	0	0	0	0	
Mg	0	0	0	0	0	0	
Ca	0	0	0	0	0	0	
Na	0.02	0.08	0.02	0.01	0.04	0.04	
K	0.96	0.89	0.96	0.86	0.9	0.86	
Ni	0	0	0	0	0	0	
Cr	0	0	0	0	0	0	
total	5	4.98	5	4.92	4.96	4.92	
Ab	2.84	8.25	2.38	2.14	4.68	4.56	
Or	97.16	91.75	97.61	97.86	95.32	95.33	
An	0	0	0.01	0	0	0.1	

Tableau n° 6 analyses représentatives et formules structurales des feldspaths potassiques.

	dolérite						
SiO ₂	51.23	50.25	50.94	49.81	49.29	50.69	50.53
TiO ₂	1.11	1.32	1.23	2.51	2.71	1.74	1.8
Al ₂ O ₃	1.78	2.43	1.91	2.28	2.38	1.48	1.79
FeOt	12.24	9.79	12.49	11.45	11.27	11.46	11.2
MnO	0.31	0.14	0.33	0.25	0.35	0.34	0.35
MgO	14.65	14.79	15.84	12.33	12	12.58	12.63
CaO	17.49	18.73	15.65	20.22	20.07	20.09	20.43
Na ₂ O	0.33	0.48	0.31	0.82	0.67	0.85	0.74
K ₂ O	0.02	0.01	0.03	0.04	0	0.01	0
NiO	0.04	0	0	0.02	0.04	0.07	0.1
Cr ₂ O ₃	0.05	0.29	0.05	0	0.04	0	0
total	99.26	98.24	98.78	99.74	98.83	99.32	99.56
Si	1.93	1.9	1.92	1.89	1.88	1.92	1.91
Ti	0.03	0.03	0.03	0.07	0.07	0.05	0.05
Al	0.07	0.1	0.08	0.1	0.1	0.06	0.08
Fe	0.38	0.31	0.39	0.36	0.36	0.36	0.35
Mn	0	0	0.01	0	0.01	0.01	0.01
Mg	0.82	0.83	0.89	0.69	0.68	0.71	0.71
Ca	0.7	0.76	0.63	0.82	0.82	0.81	0.83
Na	0.02	0.03	0.02	0.06	0.04	0.06	0.05
K	0	0	0	0	0	0	0
Ni	0	0	0	0	0	0	0
Cr	0	0	0	0	0	0	0
total	4	4.01	4	4.01	4	4.01	4.01
Wo	36.69	39.8	32.81	43.47	43.79	42.93	43.45
En	42.76	43.73	46.2	36.89	36.41	37.39	37.38
Fs	20.55	16.47	20.99	19.64	19.8	19.68	19.17

Tableau n° 7 analyses représentatives et formules structurales des clinopyroxènes.

	andésite basique						
SiO2	50.29	50.42	49.01	50.84	51.01	50.7	51.38
TiO2	1.47	1.17	1.73	1.07	1.2	0.99	1.03
Al2O3	2.65	2.28	3.43	2.55	2.03	1.71	1.99
FeOt	11.59	10.72	11.74	10.65	10.4	13.42	10.52
MnO	0.31	0.28	0.48	0.36	0.18	0.52	0.2
MgO	14.66	15.49	15.08	16.37	14.55	14.01	15.34
CaO	17.46	18.29	16.82	16.65	18.18	16.81	18.41
Na2O	0.36	0.37	0.46	0.29	0.3	0.5	0.27
K2O	0.01	0	0.02	0	0.06	0.01	0
NiO	0	0	0	0.04	0.12	0	0
Cr2O3	0.07	0.06	0.14	0.44	0.04	0	0.11
total	98.87	99.08	98.91	99.26	98.07	98.67	99.25
Si	1.9	1.9	1.86	1.9	1.93	1.93	1.92
Ti	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02
Al	0.11	0.1	0.15	0.11	0.09	0.07	0.08
Fe	0.36	0.33	0.37	0.33	0.33	0.42	0.33
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0.01	0
Mg	0.82	0.87	0.85	0.91	0.82	0.79	0.85
Ca	0.7	0.73	0.68	0.66	0.73	0.68	0.74
Na	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02
K	0	0	0	0	0	0	0
Ni	0	0	0	0	0	0	0
Cr	0	0	0	0.01	0	0	0
total	4	4.02	4.02	4.01	3.99	4.01	4
Wo	37.04	37.76	35.53	34.67	38.93	35.63	38.26
En	43.26	44.49	44.3	47.43	43.36	41.3	44.34
Fs	19.7	17.75	20.17	17.9	17.7	23.07	17.4

Tableau n° 8 analyses représentatives et formules structurales des clinopyroxènes.

	dolérite	andésite basique					
SiO2	1.76	0.08					
TiO2	0.26	3					
Al2O3	0.33	1.06					
FeO	27.3	30.86					
Fe2O3	63.24	57.96					
MnO	0.88	0.33					
MgO	0.54	0.62					
CaO	0.18	0.08					
Na2O	0.7	0.1					
K2O	0.08	0.08					
NiO	0.06	0.03					
Cr2O3	0	0.19					
total	95.34	94.41					
Si							
0.55							
0.02							
Ti	0.06	0.72					
Al	0.12	0.4					
Fe2+	7.21	8.3					
Fe3+	15.03	14.02					
Mn	0.23	0.09					
Mg	0.25	0.29					
Ca	0.06	0.02					
Na	0.43	0.06					
K	0.03	0.03					
Ni	0.01	0.01					
total	24.02	24.05					

Tableau n° 9 analyses représentatives et formules structurales des magnétites.

Les analyses réalisées à la microsonde indiquent des totaux inférieur à 96%, correspondant vraisemblablement à une mauvaise estimation du rapport Fe3+ /Fe2+ du programme de calcul utilisé (BRGM).

	andésite basique	andésite basique	andésite basique	andésite basique
SiO ₂	0.39	0.26	0.71	0.03
TiO ₂	55.3	43.43	53.82	56.2
Al ₂ O ₃	0.07	0.14	0.12	0
FeO	38.52	34.86	37.43	36.05
Fe ₂ O ₃	0	11.23	0	0
MnO	0.18	0.77	0.15	0.22
MgO	0.51	1.99	0.09	0.09
CaO	0.36	0.54	0.92	0.37
Na ₂ O	0.05	0	0	0.03
K ₂ O	0.01	0.02	0	0.08
NiO	0.14	0.09	0.03	0
Cr ₂ O ₃	0.02	0.06	0.06	0.06
total	95.55	93.38	93.34	93.12
Si	0.02	0.01	0.03	0
Ti	2.11	1.74	2.1	2.19
Al	0	0.01	0	0
Fe ₂₊	1.64	1.55	1.62	1.56
Fe ₃₊	0	0.45	0	0
Mn	0	0.03	0	0.01
Mg	0.03	0.15	0.06	0.06
Ca	0.01	0.03	0.05	0.02
Na	0	0	0	0
K	0	0	0	0
Ni	0	0	0	0
Cr	0	0	0	0
total	3.86	4	3.85	3.8

Tableau n° 10 analyses représentatives et formules structurales des ilménites.

Les analyses réalisées à la microsonde indiquent des totaux inférieur à 96%, correspondant vraisemblablement à une mauvaise estimation du rapport Fe₃₊/Fe₂₊ du programme de calcul utilisé (BRGM).

	dolérite	andésite basique	andésite basique (Epidote)
SiO ₂	23.6	31.04	37.89
TiO ₂	35.97	32.06	0.12
Al ₂ O ₃	1.88	4.2	22.24
FeO _t	16.37	3.6	14.11
MnO	0.1	0.03	0.04
MgO	0	1.49	0.09
CaO	22.58	25.67	22.15
Na ₂ O	0.01	0	0
K ₂ O	0.02	0.02	0
NiO	0	0.04	0
Cr ₂ O ₃	0.03	0.17	0.08
total	100.56	98.33	100.2
Si	3.3	4.11	3.26
Ti	3.79	3.19	0
Al	0.31	0.65	2.25
Fe	1.91	0.39	1.01
Mn	0.01	0	0
Mg	0	0.29	0.01
Ca	3.39	3.64	2.04
Na	0	0	0
K	0	0	0
Ni	0	0	0
Cr	0	0.01	0
total	12.74	12.34	9.6

Tableau n° 11 analyses représentatives et formules structurales des sphènes et une épidote.

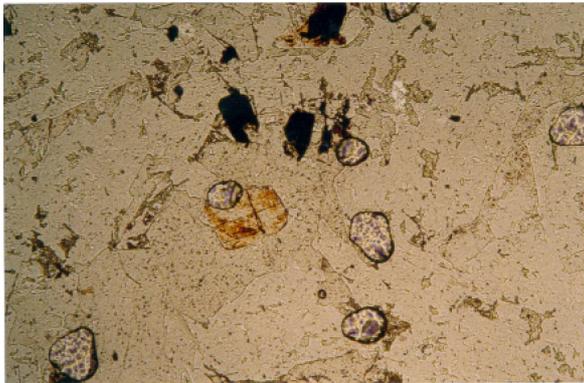
	dolérite	dolérite	dolérite	dacite	andésite basique	andésite basique
SiO ₂	29.07	31.19	32.32	29.78	31.44	30.25
TiO ₂	0.07	0.03	0	0.07	0.05	0
Al ₂ O ₃	16.09	17.3	17.79	20.38	16.58	16.06
FeO _t	16.12	10.59	7.13	16.72	16.08	16.95
MnO	0.22	0.28	0.52	0.43	0.35	0.25
MgO	23.38	24.62	27.6	20.55	22.09	21.39
CaO	0.15	0.28	0.22	0.16	0.48	0.21
Na ₂ O	0	0	0.03	0	0	0
K ₂ O	0	0.08	0.02	0.02	0.12	0.14
NiO	0.02	0.11	0.03	0	0.06	0.04
Cr ₂ O ₃	0.06	0.08	0	0.02	0.06	0.03
OH	11.59	11.93	12.32	12.06	11.95	11.6
total	96.78	96.5	97.97	100.19	99.25	96.93
Si	6	6.26	6.28			
	5.91	6.3	6.24			
Ti	0.01	0	0	0.01	0	0
Al	3.91	4.09	4.07	4.77	3.91	3.9
Fet	2.78	1.77	1.16	2.77	2.69	2.92
Mn	0.03	0.04	0.08	0.07	0.05	0.04
Mg	7.2	7.37	8	6.08	6.6	6.58
Ca	0.03	0.06	0.04	0.03	0.1	0.04
Na	0	0	0.01	0	0	0
K	0	0.02	0	0	0.03	0.03
Ni	0	0.01	0	0	0.01	0
Cr	0.01	0.01	0	0	0.01	0
OH	8	8	8	8	8	8
total	28.01	27/68	27.68	27.68	27.74	27.81
Tableau n°12 analyses représentatives et formules structurales des chlorites						

	dolérite	dolérite	dolérite	andésite basique	andésite basique	andésite acide	andésite acide	andésite intermédiaire	dacite	dacite
SiO ₂	48.86	53.96	45.39	49.97	51.88	56.26	57.15	63.73	67.21	69.48
Al ₂ O ₃	16.69	15.03	17.2	16.64	16.31	14.15	16.28	14.09	13.53	13.17
Fe ₂ O ₃	10.43	10.82	11.31	10.06	8.81	11.27	7.72	4.31	5.96	3.47
MnO	0.143	0.207	0.157	0.122	0.141	0.117	0.1	0.092	0.048	0.059
MgO	5.54	3.87	7.64	4.14	3.98	3.26	3.75	2.06	1.05	1.42
CaO	6.44	4.23	6.74	7.48	6.12	1.92	5.9	2.24	0.57	0.98
Na ₂ O	4.31	4.8	3.46	3.52	3.93	4.87	3.81	3.44	3.48	3.83
K ₂ O	1.59	1.77	1.58	2.37	3.09	2.71	0.99	5.26	5.44	4.17
TiO ₂	1.583	2.117	1.616	1.811	1.621	2.228	1.079	0.477	0.415	0.662
P ₂ O ₅	0.24	0.27	0.19	0.36	0.34	0.37	0.23	0.11	0.08	0.16
PF	3.1	2.06	3.88	2.54	2.38	1.97	2.89	3.23	1.4	1.59
total	98.93	99.13	99.16	99.02	98.61	99.12	99.89	99.04	99.19	99
Quartz	0	0.34	0	0	0	3.71	10.14	14.68	20.35	26.32
Orthose	9.79	10.73	9.79	14.5	18.92	16.45	6.01	32.37	32.78	25.23
Albite	34.47	41.88	23.71	30.88	34.52	42.39	33.25	30.38	30.12	33.25
Anorthite	22.44	14.68	28.07	23.44	18.48	7.34	25.14	7.85	2.35	3.97
Népheline	1.95	0	3.8	0	0	0	0	0	0	0
Diopside										
(Fe)	3.48	2.31	1.86	5.32	4.34	0	1.38	1.26	0	0
Diopside										
(Mg)	4.17	1.96	2.81	5.16	4.61	0	1.49	1.27	0	0
Olivine										
(Fe)	9.19	0	10.96	6.13	5.54	0	0	0	0	0
Olivine										
(Mg)	8.73	0	13.08	4.7	4.65	0	0	0	0	0
Magnetite	2.06	2.11	2.24	1.97	1.73	2.19	1.51	0.85	1.15	0.67
Hyper(fe)	0	12.18	0	1.87	1.66	13.69	9.49	5.39	8.46	4.27
Hyper(Mg)	0	9.03	0	1.58	1.54	8.37	8.95	4.76	2.66	3.64
Ilménite	3.13	4.12	3.21	3.57	3.19	4.35	2.09	0.93	0.8	1.29
Apatite	0.59	0.66	0.47	0.88	0.83	0.9	0.57	0.26	0.19	0.38
total	100	100	100	100	100	100	100.01	99.99	99.99	100
I.D	46.21	52.95	37.29	45.39	53.45	62.54	49.41	77.42	83.25	84.8

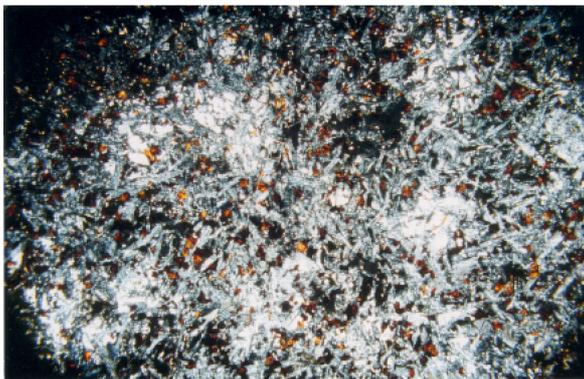
Tableau n° 13 analyses chimiques des éléments majeurs et compositions normatives.

	dol1	dol2	dol3	g4	g5	p7	p9	p10	dy5	tdy3
Ni	92.9	45.4	122.6	84.5	60.6	83.4	50.8	54	41.4	55.7
Zn	85.4	107.4	76.7	77.6	121.1	74.7	55.5	66.2	83.1	71.5
Ga	18.7	19.7	17.8	18.8	14.8	19.7	14.2	18.8	22.6	16.5
Rb	42.9	36.1	38.5	57.3	33.2	69	61.8	20.8	107.2	86.6
Sr	522.3	456.1	906.1	530.2	133.9	447	116	538.8	201.1	65.8
Y	25.1	30.4	27.8	29.7	33.4	34.5	15.2	33.4	68.4	37.3
Zr	108.4	142.4	118	174	177.7	212.4	99.8	197.5	480.8	318.7
Nb	2.9	4.6	3.4	6.6	5.4	6.5	1.9	4.8	10.3	13.8
Hf	7.1	6.3	6.3	4.9	7.1	7.9	6.6	7.9	13.3	9.6
W	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0
Pb	9.8	19.1	3.5	14.4	18.8	11.1	14.8	17.3	22.2	6.2
Th	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	5.5	16
U	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	5.4
Sn	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	3.4	<3.0	4.5
Cs	<5.0	<5.0	<5.0	<5.0	<5.0	<5.0	<5.0	<5.0	<5.0	<5.0
Ba	427.8	471.3	680.1	729.2	401.1	771.6	1153.1	351.8	1200.3	1120
La	14.2	22.5	8.3	20.7	20.4	24.5	12.2	22	36.3	36.7
Ce	34.3	47.5	29.8	50.7	48.8	52.4	23.2	49.2	88.7	79.2
La			6.94						42.72	44.95
Ce			19.53						107.06	98.1
Nd			18.22						62.62	49.65
Sm			5.48						15.05	9.81
Eu			1.72						2.71	1.18
Gd			5.87						14.54	7.5
Dy			5.97						14.64	7.34
Er			3.46						9.36	4.72
Yb			2.95						9.77	4.8

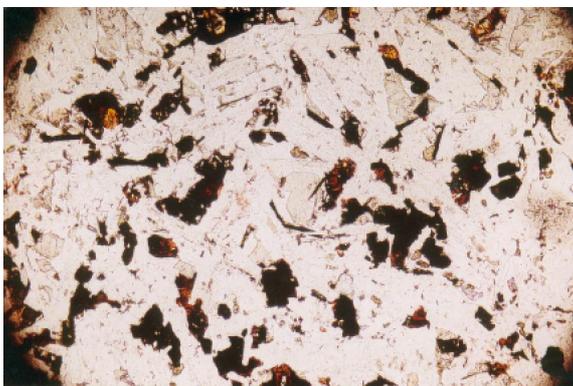
Tableau n° 14 analyses chimiques des éléments en traces et terres rares.



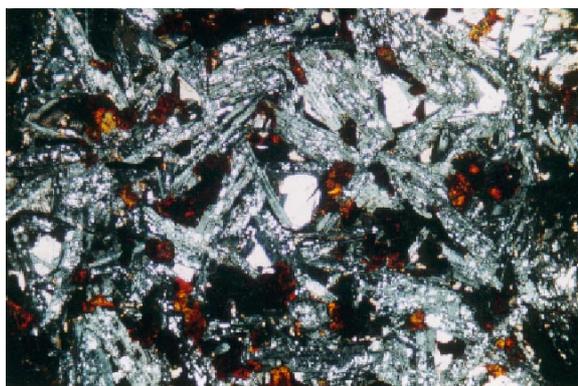
Dolérite à fontôme d'olivine? et d'orthopyroxène? (L.N.),
minéral d'orthopyroxène? à clivages suborthogonaux inclus
dans une augite (x200).



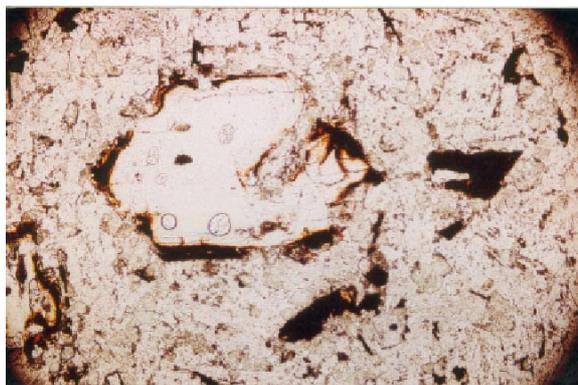
Dolérite à fontôme d'olivine? et d'orthopyroxène? (L.P.) (x25).



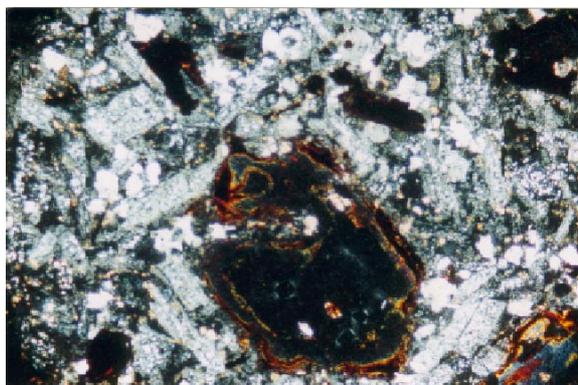
Dolérite à fontôme d'olivine? et d'orthopyroxène? (L.N.), une augite
à inclusion d'ilménite.



Dolérite à fontôme d'olivine? et d'orthopyroxène? (L.P.),
une augite à inclusion d'ilménite.



Andésite à fontôme d'olivine? et d'orthopyroxène? (L.N) (x200).



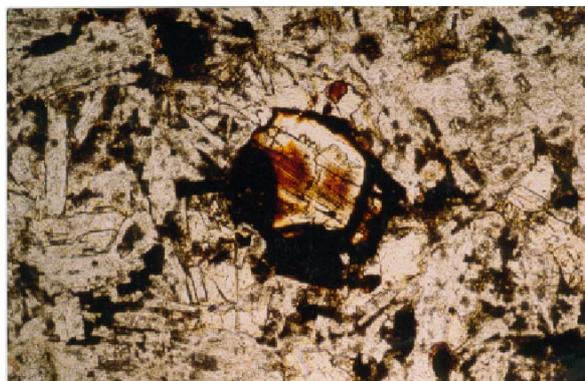
Andésite à fontôme d'olivine? et d'orthopyroxène? (L.P) (x200).



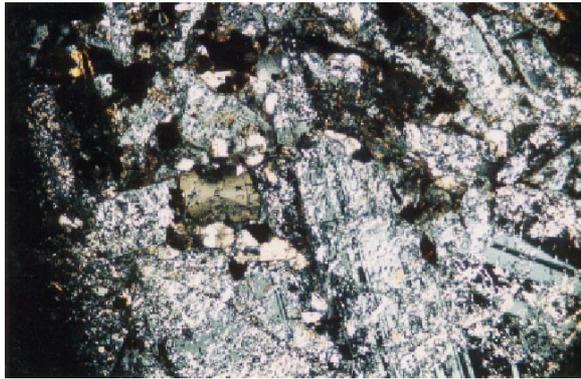
Dolélite stricto-sensu (L.P) (x25).



Andésite à fontôme d'olivine? et d'orthopyroxène? (L.P),
Orthopyroxène? à clivages parallèles (x200).



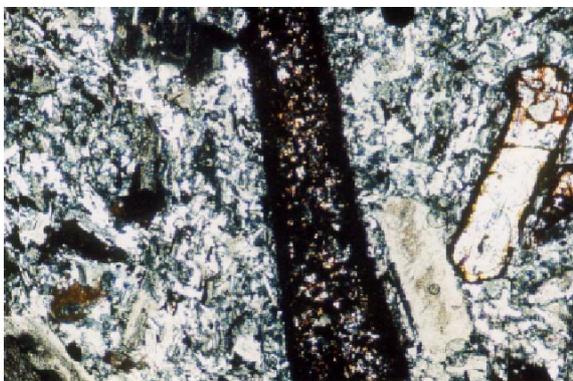
Andésite à fontôme d'olivine? et d'orthopyroxène? (L.N), à clivages
parallèles remplis de calcite et épidote (x200).



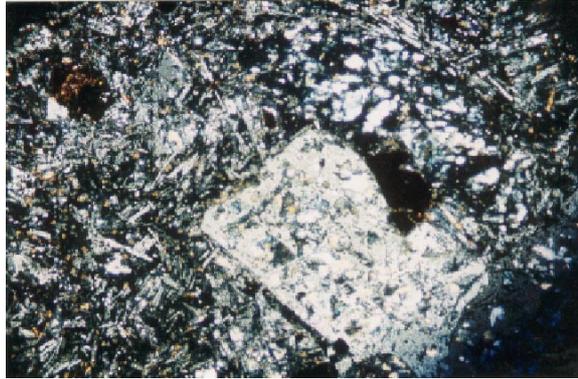
Andésite à fontôme d'olivine? et d'orthopyroxène? (L.P), augite à mâcle en sablier (x300).



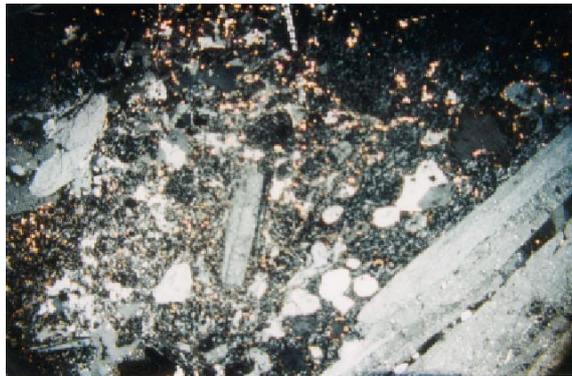
Andésite à amphibole et biotite (L.N), section basale d'une amphibole totalement altérée en chlorite, épidote, calcite, plagioclase et quartz (x100).



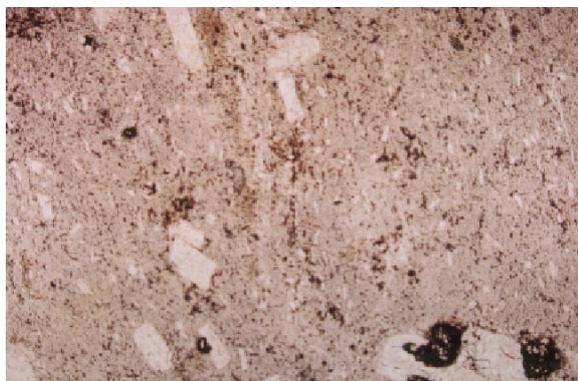
Andésite à amphibole et biotite (L.P), section longitudinale d'une amphibole totalement altérée en chlorite, épidote, calcite, plagioclase et quartz (x100).



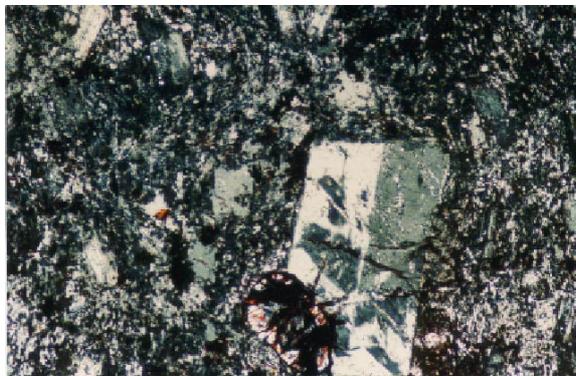
Andésite acide (L.P), minéral de plagioclase totalement damourtisé (x200).



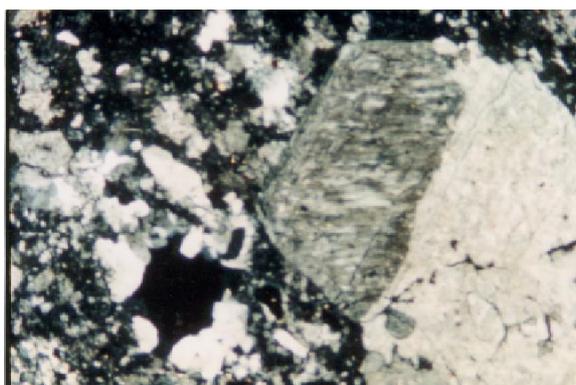
Andésite acide (L.P), alveoles remplis de quartz (x100).



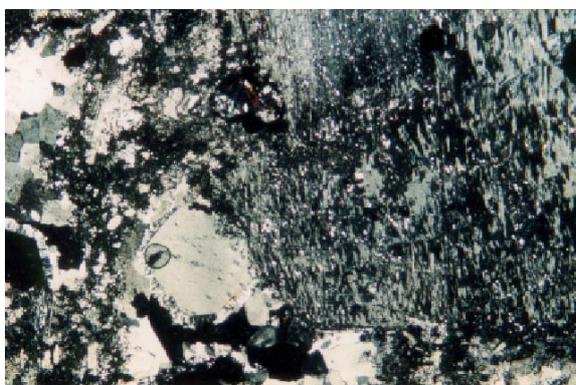
Filon différencié II (L.N), texture fluidale trachytique (x25).



Filon différencié II (L.P), phénocrystal de sanidine (x100).



Filon différencié I (L.P), phénocrystal d'orthose perthitique (x100).



Filon différencié I (L.P), phénocristaux de plagioclases et de quartz (x100).

The volcano-sedimentary Boukaïs inlier (south-western Algeria): evidence for lithospheric thinning during the Late Neoproterozoic

Abdelmadjid Seddiki ^{a,*}, Nacera Remaci-Benaouda ^a, Jean-Yves Cottin ^b,
Bertrand N. Moine ^b, René-Pierre Ménot ^b, Chantal Perrache ^b

^a *Département des Sciences de la Terre, Université d'Es-senia Oran, B.P. 1524, Oran 31000, Algeria*

^b *Département de Géologie, Université Jean Monnet, 23 Rue Dr Paul Michelon Saint-Etienne 42023 Cedex 02, France*

Abstract

The Boukaïs inlier consists of a 2500 m thick series of sedimentary rocks intercalated with lavas of basic to intermediate composition, crosscut by late dolerite dykes and dacitic intrusions. This volcano-sedimentary sequence forms part of a Late Neoproterozoic inlier located towards the northern boundary of the West African Craton in Western Algeria. In contrast to the NW Hoggar, further South and towards the Anti-Atlas chain further West, there is an obvious lack of field evidence for Pan-African events i.e.; (i) deformation, (ii) high to medium pressure metamorphism and (iii) subduction-related magmatism. This suggests that the Boukaïs sequence evolved after the main phase of Pan-African orogenesis (~600 Ma).

Geochemical discrimination diagrams associated with detailed chemical analyses of the intercalated lavas and subsequent intrusions in the Boukaïs inlier, together with sedimentary features, suggest that this volcano-sedimentary sequence evolved during crustal thinning along the southern High Atlas Fault zone (HAF) during the late Neoproterozoic.

© 2004 Published by Elsevier Ltd.

Keywords: Boukaïs region; Algeria; Late Neoproterozoic; Andesites; High-Atlas Fault zone

1. Introduction and regional geology

The Neoproterozoic Boukaïs massif is located in a zone affected by Mesozoic tectonics adjacent to the South Atlas fault (Fig. 1). The Boukaïs massif is a succession of carbonate and coarse-grained detrital sediments associated with intercalations of volcanic tuffs and lavas. This volcano-sedimentary sequence is crosscut by dolerite dykes and dacite intrusions (Vendian?) and is unconformably overlain by a Cambro-Silurian sedimentary marine series (Seddiki, 1997). The Boukaïs massif shows stratigraphical and lithological similarities

with other areas in the Anti-Atlas (Leblanc and Lancelot, 1979; Ennih and Liégeois, 2001), Ougarta (Alimen et al., 1952; Chikhaoui, 1974; Preidel, 1985; Dostal et al., 2002) (Fig. 2). According to such lithostratigraphic analogies and available age dates (Leblanc and Lancelot, 1979; Caby, 1983; Thomas et al., 2002), a late Neoproterozoic age (Vendian) can be deduced for the evolution of the Boukaïs inlier. However, in both the Boukaïs (Duée et al., 1992) and the Ougarta regions (Dostal et al., 2002), despite authors' assumptions of the possible influence of the Pan-African orogeny, there is no petrographic or structural evidence for an older basement consistent with the existence of a complete Pan-African orogenic cycle, as recorded in the Moroccan Anti-Atlas (Leblanc and Lancelot, 1979; Ennih and Liégeois, 2001; Thomas et al., 2002) and in the

* Corresponding author.

E-mail address: abdelmadjid_seddiki@yahoo.fr (A. Seddiki).

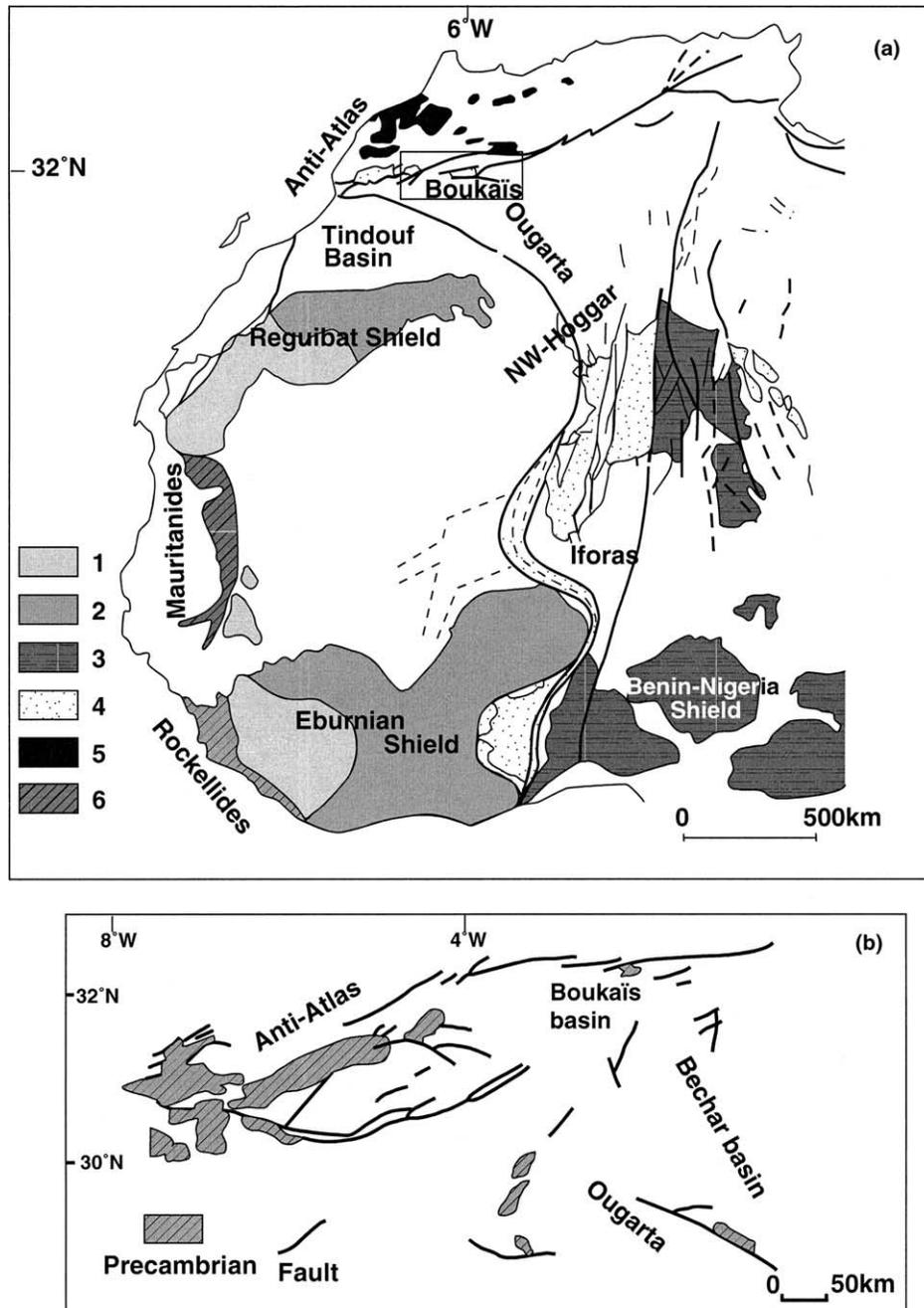


Fig. 1. (a) Simplified structural map of West Africa (modified after Cailleux et al., 1992). (b) Structural interpretation of the relationship between the Anti-Atlas, in Morocco, the Ougarta range and the Boukaïs massif (modified after Donzeau and Zellouf, 1973). 1—Archean; 2—Paleoproterozoic; 3—Polycyclic basement of Tuareg Shield; 4—Neoproterozoic; 5—Moroccan Hercynian mobile belt; 6—Mauritanides.

mobile belt of the western Hoggar (Caby, 1983) or even in the Cadomia-Avalonia margin, part of western Gondwana which lay along the West African Craton (Murphy et al., 2001).

The existence of a “Late Neoproterozoic” (or “Eocambrian”) “basic to acidic” volcanic event, has been previously recognized in the Boukaïs massif (Meindre, 1952; Duée et al., 1992) but no detailed petrographical or geochemical studies were carried out. Such a study would allow the geodynamical significance of the

northern margin of the West African Craton to be better constrained during the late Precambrian. Moreover, the petrographic and geochemical characteristics of the andesitic volcanic series in the Boukaïs inlier, contribute to the debate on the possible influence of a major subduction zone (on the northern border of the lithospheric plate) which may have been active at the end of the Pan-African orogeny, near to or along the south High Atlas Fault zone (HAF), and integrated into the West African Craton (Dostal et al., 2002).

2. The late Neoproterozoic sequence of the Boukaïs massif

The Neoproterozoic Boukaïs massif (2500m thick), resting unconformably on basement of Pan-African or Eburnian age, is overlain to the North, South and West by Mesozoic and Cenozoic Formations, and to the East by a Cambro-Silurian sedimentary cover (Figs. 2 and 3). Seddiki (1997), after Meindre (1952) proposed the following lithostratigraphic sequence (with thicknesses from drill-cores; Bousmaha, 1989), but noting that these are possible lateral variations of facies and thickness:

- a stromatolitic calcareous series (200m) with intercalated shales/argillaceous beds (10–20cm thick) which grade upwards to impure limestones containing detrital quartz and feldspar,
- a series of red and violet sandstones (350–400m), mainly arkosic and graywackes with red clay cement; in which the upper part is made up of micro-conglomerates,
- a strato-volcanic andesitic series (1500–2000m thick) with andesitic lava flows interlayered with volcano-sedimentary rocks,
- a dolerite sill and dacite extrusions in the northern and central areas of the basin,
- a polygenic conglomerate (0–200m thick) whose main components are volcano- sedimentary and volcanic rocks from the earlier series; associated are considerable amounts of “exotic” enclaves such as granitic blocks or pebbles reaching up to 1m or more in size,
- a sandstone-shale series assigned to Cambro-Silurian age by trilobite fauna. The Late Neoproterozoic for-

mation from the Boukaïs region consists of a large carbonate platform built up by stromatolitic limestones and characteristic of marginal-littoral sedimentation (Meindre, 1952). These limestones incorporate an increasing detrital component up to the red and violet sandstone series. Such a generalized rubefaction process probably reflects a purely continental environment. The red sandstone formation is covered by reddish conglomerates resulting from erosion of older crystalline basement (granites, aplites, rhyolites, etc.), probably derived from the Anti-Atlas. The volcanic series corresponds to a subaquatic environment, characterized by numerous intercalated layers of reddish tuffs and conglomerates. Contemporaneous tectonic instability is suggested by tilted blocks and syn-sedimentary characteristics of the various breccias.

2.1. Petrography and mineral chemistry

Magmatism in the Boukaïs region is characterized by mafic and intermediate flows classified as andesites *sensu stricto* based on their plagioclase composition ($30 < \text{An}\% < 50$) and IUGS classification. Pyroclastic deposits (breccias, tuffs and ashes) are crosscut by dolerite sills. Late dacitic extrusions also occur in the north and central parts of the massif. The andesitic flows are intercalated within red volcanic tuff-lenses associated with micro-conglomerates. Very massive tuffs and thin ash tuff intercalations of several tens of metres thickness have also been observed. These pyroclastic rocks are

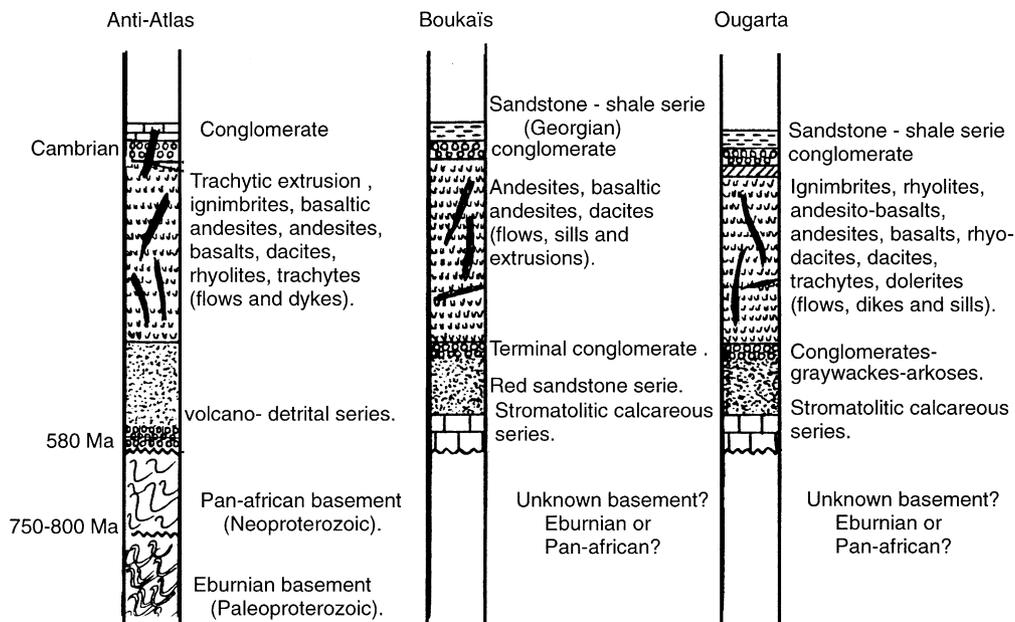


Fig. 2. Geochronological and lithostratigraphic comparisons of Infra-Cambrian basins from the Anti-Atlas (Leblanc and Lancelot, 1979; Chikhaoui, 1981); Ougarta (Chikhaoui, 1974; Preidel, 1985) and Boukaïs (Seddiki, 1997).

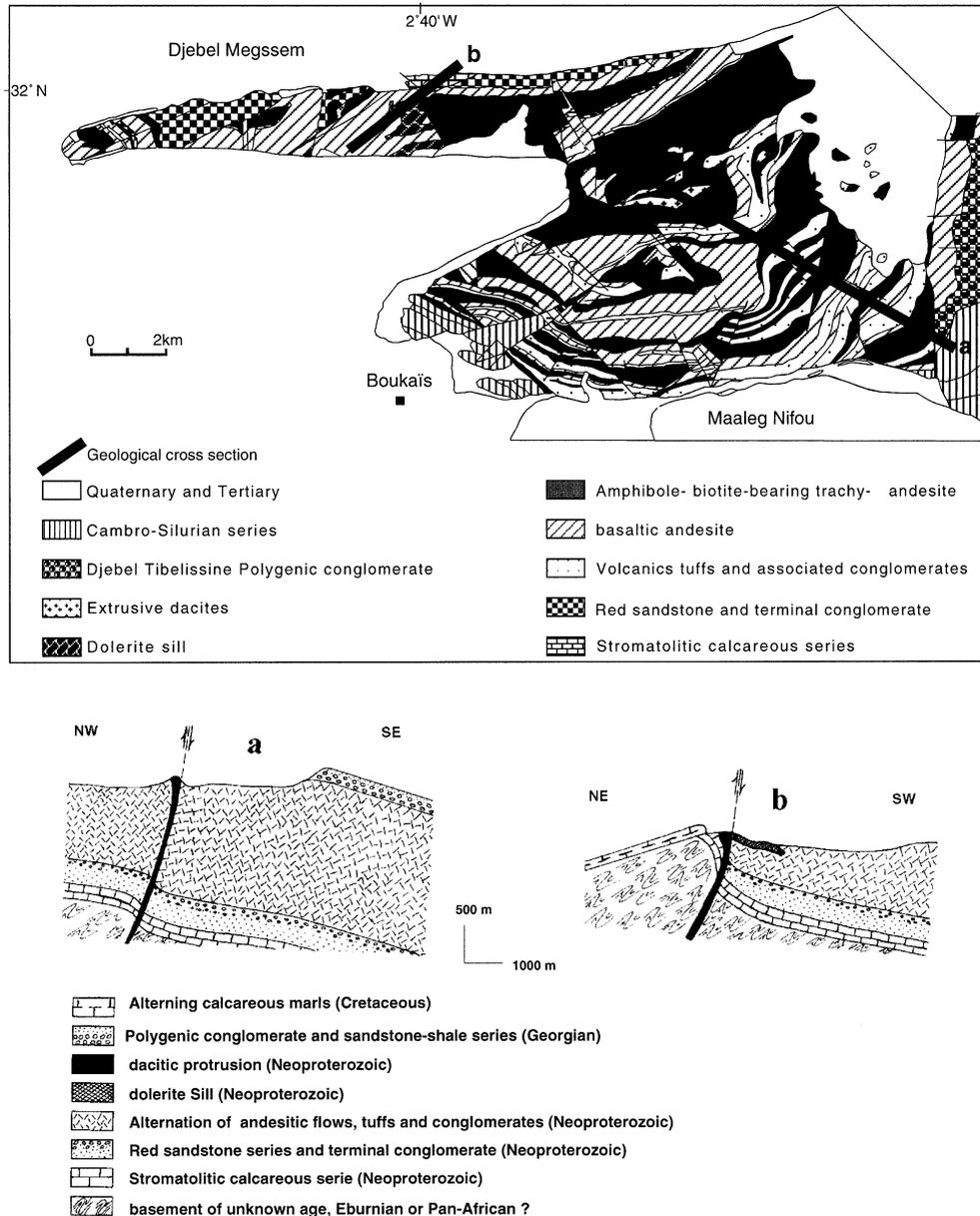


Fig. 3. Geological map of the massif of Boukaïs (after Meindre, 1952 and modified by Seddiki, 1997). NW–SE (a) and NE–SW (b) geological sections across the Boukaïs massif.

generally twice as thick as the andesitic flows (Seddiki, 1997).

Andesitic flows can be subdivided into three types according to their microstructure and modal composition: (i) basaltic andesites with porphyritic microstructure, containing mainly phenocrysts of fresh augite, sericitized andesine and minor amounts of altered olivine and orthopyroxene; (ii) amphibole and biotite-bearing andesites with porphyritic microstructure in which sericitized andesine phenocrysts are zoned, together with orthoclase, and including biotite, amphibole and apatite; (iii) trachy-andesites with porphyritic microstructure which are essentially made of oligoclase; they

contain secondary amygdalae filled with quartz, calcite, sericite and magnetite as a secondary paragenesis.

The later doleritic sills display an ophitic texture with fresh augite, labradorite-andesine, orthopyroxene, olivine, ilmenite and magnetite. Facies from the margin are finegrained, enriched in olivine and pyroxene and depleted in Fe–Ti oxides when compared to equivalent facies of the core of the sill.

Two dacitic intrusions form a dyke of about 50 m thickness and a neck of about 100 m in diameter. They are younger than the andesitic series as testified by their brecciated margins close to the contact with the andesites. They consist mainly of porphyritic oligoclase and

alkali-feldspar, and episodic biotite and amphibole as phenocrysts.

Secondary processes produced assemblages of albite–chlorite–epidote–white mica (sericite–damourite)–calcite–quartz–albite–leucosene in all the volcanic rocks. The occurrence of copper mineralization (malachite, azurite and rarely native copper), as well as calcite-filled fractures suggest meteoritic (hot springs) hydrothermal activity. However, the lack of recrystallization within the sedimentary layers interbedded with the andesitic flows, indicates that the Boukaïs inlier never underwent subsequent regional metamorphism, and that the sediments were never subjected to deep burial since Cambrian times.

Plagioclase and alkali-feldspar, clinopyroxene and oxide minerals (magnetite and ilmenite) are the main mineral constituents of the volcanic rocks. Plagioclase is always the most abundant mineral present. The composition of plagioclase phenocrysts displays a wide variation from An₃₀ to An₅₆ (andesine to labradorite). Generally, plagioclase from marginal dolerites and basaltic andesites shows normal zoning; however reverse zonation may be found in some doleritic plagioclase (Ar₂₉ and An₅₁ for core and rim, respectively). Reverse zoning is not a magmatic feature but rather reflects secondary processes such as albitization and unmixing of microcline in the core of the feldspar.

Alkali-feldspar is lacking in both dolerites and basic andesites but relatively abundant as phenocrysts in dacites as orthoclase and/or sanidine.

Clinopyroxene characterizing both dolerites and basic andesites (Table 1), is one of the most stable igneous mineral phases during post-solidus weathering affecting volcanic rocks (Nisbet and Pearce, 1977). The CPX composition may, therefore, be considered as an igneous feature. The crystallization sequence differs in the dolerites from the basic andesites where clinopyroxene appears respectively later or earlier than plagioclase. Clinopyroxenes in both types of basic rocks from the Boukaïs massif are relatively TiO₂ and Na₂O-rich augites (En₃₆₋₃₇ Fs₁₆₋₂₃ Wo₃₃₋₄₄), Al₂O₃-poor and very Cr₂O₃ depleted. The TiO₂ content of dolerite clinopyroxenes varies between 0.9 and 2.7 wt%, the Al₂O₃ content between 1.5 and 4.6 wt% and the Na₂O content ranges from 0 to 0.9 wt%. In basaltic andesites, clinopyroxenes are commonly lower in TiO₂ (0.67% < TiO₂ < 1.73%), in Al₂O₃ (1.68% < Al₂O₃ < 3.46%) and in Na₂O (0.25% < Na₂O < 0.5%).

The TiO₂ content of clinopyroxene can be used to discriminate between various magma sources or various crustal magmatic evolutions within the lithosphere (Letierrier et al., 1982). In the Ti vs Ca + Na and Ti + Cr vs Ca diagrams (Fig. 4), clinopyroxene composition of the Boukaïs basaltic andesites and dolerite plots in almost two completely distinct fields: Cpx from dolerites are commonly higher in Ti, and sometime in Ca, than

those of andesites. Furthermore, they display similar Fe/(Fe + Mg) ratios which indicate comparable degrees of magmatic differentiation. Therefore the differences in composition (Ti and Ca) might reflect subalkaline to alkaline parental magma affinities, but preclude an orogenic basalt or andesite origin.

Fe–Ti oxides, magnetite and ilmenite mainly occur in dolerites and basic andesites. The Mg/Mn ratio of ilmenite, generally higher than 1, is typical for Fe–Ti oxide assemblages in mafic volcanic rocks. They probably crystallized during the Fe³⁺ depletion of the initial liquid when the magnetite fractionation occurred.

2.2. Geochemistry

Chemical analysis of bulk-rocks have been performed by XRF for major and trace elements and by ICP-AES for rare earth elements (Table 1). FM ratios ranging from 0.59 to 0.85 are high, indicating a significant degree of differentiation relative to primary basaltic liquids in equilibrium with the mantle. The loss on ignition (L.O.I.), generally greater than 2% and sometimes up to 4%, indicates severe secondary transformation. Such post-solidus processes influence the distribution of alkali and alkaline-earth elements with the newly crystallizing mineral structures. The Al₂O₃ content (Table 1) is relatively high in dolerites (>16%), whose compositions are the closest to those of primary basaltic liquids.

Tests of element mobility have been performed on the whole dataset of available trace elements (Seddiki, 1997). Correlation matrices, Harker diagrams and element vs L.O.I. diagrams, suggest that most of the lithophile elements (Rb, Sr, Ba, Pb) were mobile during meteoric hydrothermal exchange, as were the major alkali and alkaline-earth elements. By contrast, Nb, Zr, Y, La and Ce are considered to be less mobile during meteoritic hydrothermal processes and may therefore be seen as potential indicators of magma sources and geodynamics settings (Pearce et al., 1984).

A mantle normalized spidergram of dolerite (Fig. 5a) shows a large enrichment in lithophile elements. The LREE (La, Ce) and MREE (Sm, Nd), which are clearly more resistant to low temperature alteration processes, show only a very slight enrichment with regard to the mantle values (Sun and McDonough, 1989). On the other hand, Zr, Eu, Ti, HREE and Nb show a nearly subhorizontal pattern. The mantle normalized patterns show slight negative anomalies for the high field strength elements (Nb, Ti, Zr) but especially for very high LREE contents related to HREE, which contents are similar to HFSE.

Mantle normalized andesite patterns (Fig. 5b) display no obvious Nb, Zr, and Ti negative anomalies relative to the HREE pattern. Anomalies seem to only occur related to the very high enrichment in LREE and other lithophile elements (K, Rb, U, Th...); the obvious

Table 1

Major, trace and rare earth elements of magmatic rocks from the Boukaïis (Dol: dolerite, B-And: basaltic andesite, And: andesite, T-And: trachy-andesite, Da: dacite). Major and trace elements by XRF (total iron is given as Fe₂O₃). For the XRF method, the limits of detection (in ppm) are: Cs: 5; Ba: 3.5; (Sn, W, Pb, Th, U, Hf): 3; (Ni, Zn, Ca, Ga, Rb): 2; (Sr, Y, Zr, Nb): 1.5 (Panel A). Representative analyses of clinopyroxene for the magmatic rocks from Boukaïis. Analysed using a CAMEBAX microprobe (15KV, 10nA, 10s) (Panel B)

	Dol dol1	Dol dol2	Dol dol3	B-And g4	B-And p7	And g5	And p10	T-And p9	Da dy5	Da tdy3
<i>Panel A: Bulk-rock</i>										
SiO ₂	48.86	53.96	45.39	49.97	51.88	56.26	57.15	63.73	67.21	69.48
Al ₂ O ₃	16.69	15.03	17.2	16.64	16.31	14.15	16.28	14.09	13.53	13.17
Fe ₂ O ₃	10.43	10.82	11.31	10.06	8.81	11.27	7.72	4.31	5.96	3.47
MnO	0.14	0.21	0.16	0.12	0.14	0.12	0.10	0.09	0.05	0.06
MgO	5.54	3.87	7.64	4.14	3.98	3.26	3.75	2.06	1.05	1.42
CaO	6.44	4.23	5.74	7.48	6.12	1.92	5.9	2.24	0.57	0.98
Na ₂ O	4.31	4.8	3.46	3.52	3.93	4.87	3.81	3.44	3.48	3.83
K ₂ O	1.59	1.77	1.58	2.37	3.09	2.71	0.99	5.26	5.44	4.17
TiO ₂	1.58	2.12	1.62	1.81	1.62	2.23	1.08	0.48	0.42	0.66
P ₂ O ₅	0.24	0.27	0.19	0.36	0.34	0.37	0.23	0.11	0.08	0.16
PF	3.1	2.06	3.88	2.54	2.38	1.97	2.89	3.23	1.4	1.59
FM	0.65	0.73	0.59	0.7	0.68	0.77	0.67	0.67	0.85	0.71
Total	98.93	99.13	99.16	99.02	98.61	99.12	99.89	99.04	99.19	99
Ni (ppm)	92.9	45.4	122	84.5	83.4	60.6	54	50.8	41.4	55.7
Zn	85.4	107	76.7	77.6	74.7	121	66.2	55.5	83.1	71.5
Ga	18.7	19.7	17.8	18.8	19.7	14.8	18.8	14.2	22.6	16.5
Rb	42.9	36.1	38.5	57.3	69	33.2	20.8	61.8	107	86.6
Sr	522	456	906	530	447	134	539	116	201	65.8
Y	25.1	30.4	27.8	29.7	34.5	33.4	33.4	15.2	68.4	37.3
Zr	108	142	118	174	212	178	198	100	481	319
Nb	2.9	4.6	3.4	6.6	6.5	5.4	4.8	1.9	10.3	13.8
Hf	7.1	6.3	6.3	4.9	7.9	7.1	7.9	6.6	13.3	9.6
W	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0
Pb	9.8	19.1	3.5	14.4	11.1	18.8	17.3	14.8	22.2	6.2
Th	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	5.5	16
U	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	5.4
Sn	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0	3.4	<3.0	<3.0	4.5
Cs	<5.0	<5.0	<5.0	<5.0	<5.0	<5.0	<5.0	<5.0	<5.0	<5.0
Ba	428	471	680	729	772	401	352	1153	1200	1120
La ^a			6.94						42.7	44.9
Ce ^a			19.5						107	98
Nd ^a			18.2						62.6	49.7
Sm ^a			5.48						15.05	9.81
Eu ^a			1.72						2.71	1.18
Gd ^a			5.87						14.54	7.5
Dy ^a			5.97						14.64	7.34
Er ^a			3.46						9.36	4.72
Yb ^a			2.95						9.77	4.8
<i>Panel B: Clinopyroxenes</i>										
	Dol	Dol	Dol	B-And	B-And	B-And				
SiO ₂	51.23	50.25	49.29	50.29	50.7	49.01				
TiO ₂	1.11	1.32	2.71	1.47	0.99	1.73				
Al ₂ O ₃	1.78	2.43	2.38	2.65	1.71	3.43				
Cr ₂ O ₃	0.05	0.29	0.04	0.07	–	0.14				
MgO	14.65	14.79	12	14.66	14.01	15.08				
FeO [†]	12.24	9.79	11.27	11.59	13.42	11.74				
NiO	0.04	–	0.04	–	–	–				
MnO	0.31	0.14	0.35	0.31	0.52	0.48				
CaO	17.49	18.73	20.07	17.46	16.81	16.82				
Na ₂ O	0.33	0.48	0.67	0.36	0.5	0.46				
K ₂ O	0.02	0.01	–	0.01	0.01	0.02				
Total	99.26	98.24	98.83	98.87	98.67	98.91				

^a Analyzed by ICP-AES after chromatographic separation.

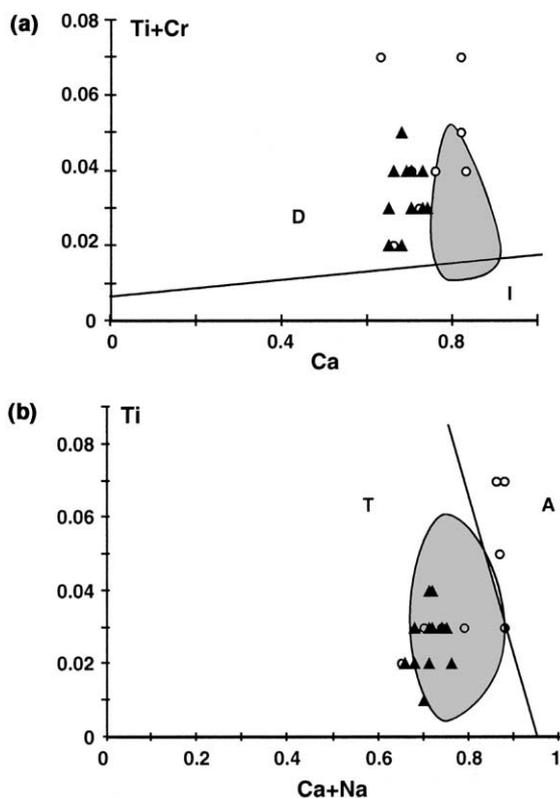


Fig. 4. (a) Ti + Cr (apfu) vs Ca (apfu) and (b) Ti (apfu) vs Ca + Na (apfu) diagrams for the clinopyroxenes in the Boukaïs basic rocks (after Leterrier et al., 1982). Open circles—dolerites; closed triangles—andesites, D: anorogenic basalts domain, T: subalkali basalts domain, I: orogenic basalts domain, A: alkali basalts domain. Grey field: composition of Ougarta clinopyroxene.

anomalies concern only Ti in dacites. Mantle normalized volcanic rock and sill patterns for Ougarta (Dostal et al., 2002) (Fig. 5b) show similarities with Boukaïs's rocks' patterns.

The two dacite patterns (Fig. 5c) are relatively parallel to one another (andesites), suggesting their comagmatic origin. Oceanic ridge granite (ORG) (Pearce et al., 1984) normalized patterns of the Boukaïs dacitic rocks are very similar in terms of compatible elements to oceanic granites (flat profiles for Nb and HREE) but display much higher contents of the most incompatible elements, mainly lithophiles (Rb, Ba, Th, K).

3. Discussion: magma and geotectonic setting characteristics

3.1. Mineralogical and chemical characterization of the Boukaïs volcanic series

In a first approach, the three types of volcanic rocks (dolerites, andesites and dacites) in the Boukaïs area could be related through magmatic differentiation and

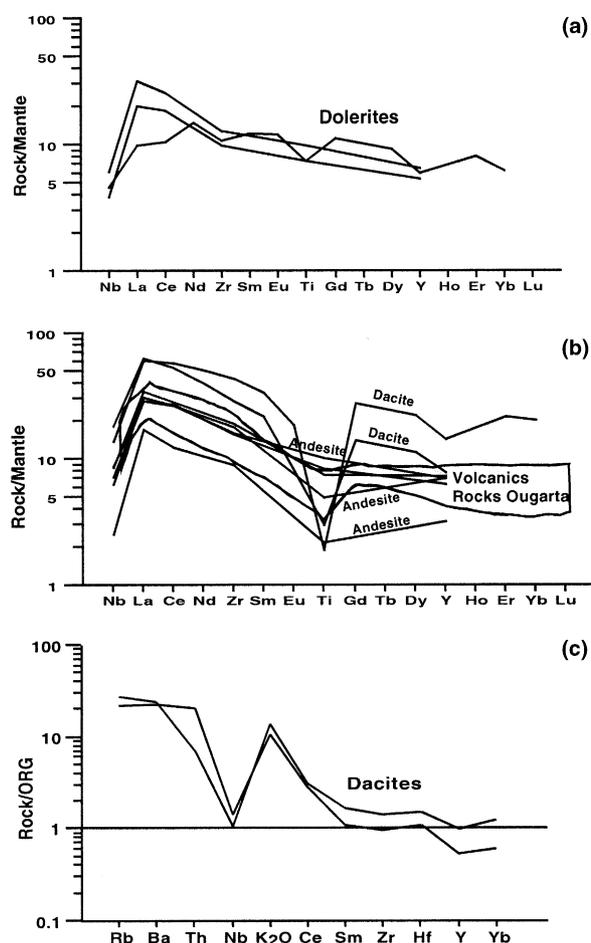


Fig. 5. (a) Mantle normalized multi-element plots of dolerites and (b) andesites (Sun and McDonough, 1989), compared with Mantle normalized multi-element plots of volcanic rocks and sills from Ougarta (in Dostal et al., 2002). (c) ORG-normalized trace element patterns of the Boukaïs dacites (Pearce et al., 1984).

therefore derived from the same parental magma, crystallizing under different physical and chemical conditions ($X_{\text{H}_2\text{O}}$, a_{SiO_2} , f_{O_2} etc.). Diversity in the crystallization sequence (early plagioclase and later clinopyroxene in dolerites, early clinopyroxene and later plagioclase in andesites) could be related to $P_{\text{H}_2\text{O}}$ variations during magmatic differentiation. It is well known that early plagioclase crystallizes at low $P_{\text{H}_2\text{O}}$ and early clinopyroxene and/or olivine at high $P_{\text{H}_2\text{O}}$ (Gill, 1981; Grove and Baker, 1984; Nicholls et al., 1986).

Studies on volcanic rocks indicate a close correlation between the clinopyroxene composition and that of their parent magma (Leterrier et al., 1982). A standard magma composition could therefore be calculated using the chemical composition of clinopyroxenes, when they are preserved from secondary alteration (Nisbet and Pearce, 1977; Leterrier et al., 1982). The standard magma compositions, calculated using clinopyroxenes from basic andesites and dolerites, are all concentrated in the olivine tholeiite domain close to the limit of saturation.

The differences in composition between clinopyroxenes of dolerites and those of andesites can be related to a difference of P_{H_2O} and/or f_{O_2} characterizing two distinct magmatic reservoirs, filled by a parental magma. From a geodynamic point of view, the Ti vs (Ca + Na), (Ti + Cr) vs Ca diagrams of clinopyroxenes (Leterrier et al., 1982) need to be used with caution. Nevertheless the clinopyroxenes of the majority of the Boukaïs lavas plot mainly in the tholeiitic basalt field with a few samples displaying an alkaline affinity, suggesting in both cases an anorogenic within-plate setting (Fig. 4). The Ougarta cpx field for andesites and dolerites show the same affinities as the Boukaïs cpx (Dostal et al., 2002).

Zr and Y contents of both types of rocks are also compatible with a within-plate basalt setting (Fig. 6). These geochemical characteristics of both dolerites and andesites preclude the existence of a subduction zone which could explain the origin of such rocks. The mantle normalized patterns of the dolerites are very close to those of continental tholeiites characterized by patterns displaying a slight enrichment of LREE (Lightfoot and Hawkesworth, 1988).

Most of the orogenic andesites worldwide have a Zr content ranging from 50 to 150 ppm (Gill, 1981),

whereas Zr in the Boukaïs volcanic rocks is higher than 150 ppm, comparable to the Ougarta volcanic series which does not show a high negative anomaly, as clearly demonstrated within orogenic andesite series (Dostal et al., 2002). The Nb negative anomaly in the volcanites from Ougarta is only related to the very high incompatible elements (Th and LREE). The mantle normalized values are really higher than these of the HREE, which cannot be compared with the well-known anomaly related to the orogenic andesite series (Roggers and Setterfield, 1994; Dostal and Mueller, 1992; Leat et al., 1991). These features enable the elimination of an orogenic origin for the Boukaïs andesites. The dacitic rocks could represent a differentiated mantle derived magma of continental tholeiite affinity.

3.2. Geodynamical implications and possible consequences for the relationships between the northern margin of the West African Craton (WAC) and the Southern High Atlas Fault zone (HAF)

An intracontinental origin for the magmatism of the Boukaïs area (Seddiki, 1997) is in agreement with the nature of the sedimentary rocks intercalated within volcanic rocks (carbonates, then coarse-grained detrital rocks from the basin). From Neoproterozoic time to the Silurian we propose the following geological evolution:

1. Carbonate, then detrital platform sedimentation synchronous with successive magmatic, subvolcanic events.

2. Early magmatic activity is andesitic in composition. At that time the crust was probably thinned by tension in the Vendian.

3. The second period of magmatic activity corresponds to intrusion of dolerite associated with a more advanced thinning stage of the lithospheric plate. The late magmatic activity was dacitic and would have represented the eruption of differentiated products of the doleritic magmas from supra- or upper-crustal magmatic chambers. The Boukaïs region, like the Ougarta range (Chikhaoui, 1974; Preidel, 1985; Dostal et al., 2002), is a geological feature of the margin of the West African Craton, and characterized to the northwest by the Moroccan Anti-Atlas suture (Hefferan et al., 2000; Saquaque et al., 1989; Thomas et al., 2002; Bouougri, 2003).

4. In both Anti-Atlas and Western Hoggar, adjacent to the South-Atlas Fault (Ennih and Liégeois, 2001; Thomas et al., 2002) and bounded to the South by the Western Hoggar suture (Caby, 1983), the late to post-Pan-African tectono-sedimentary and magmatic evolution is well known and characterized by important volcano-sedimentary and volcanic series such as the Ouarzazate series (Anti-Atlas, Leblanc and Lancelot, 1979; Ennih and Liégeois, 2001) and the “Série Pour-

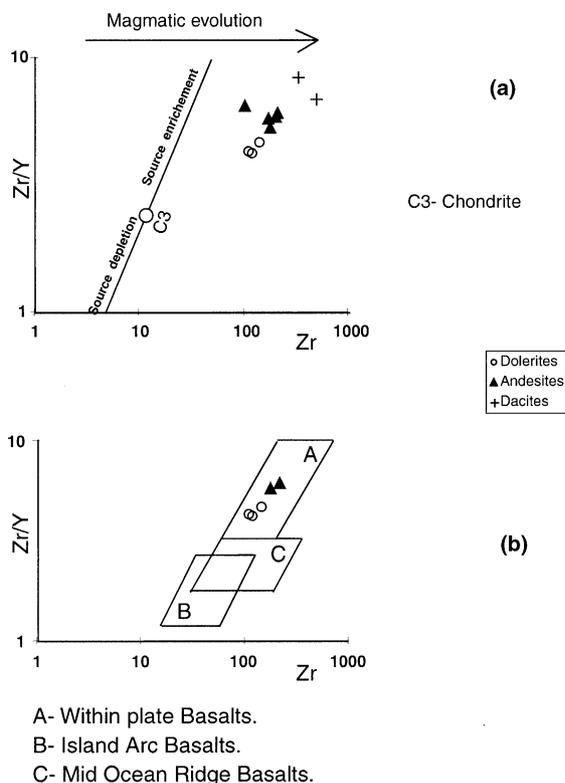


Fig. 6. Zr/Y vs Zr (ppm) discrimination diagrams of Pearce and Norry (1979) for Boukaïs volcanic rocks (geodynamic settings). Open circles—dolerites; closed triangles—andesites; crosses—dacites; A: within-plate basalts, B: island arc basalts, C: mid-ocean ridge basalts.

prée” (northwest Hoggar region; Caby, 1983, 1987). Whereas in the Boukaïs inlier and the Ougarta belt, the chronology of the basement is not well known (Eburnian? Pan-African?), the Ougarta volcanic series has been interpreted as a shallow subduction (Dostal et al., 2002), or as an aulacogen (Ennih and Liégeois, 2001) which differs from Pan-African deep subduction, described both in the NW-Hoggar (Caby, 1983) and the Anti-Atlas belt (Leblanc and Lancelot, 1979; Chikhaoui, 1981; Thomas et al., 2002). The present study suggests that the Boukaïs volcano-sedimentary series displays a similar and coeval evolution with the post-Pan-African Ouarzazate series in the Anti-Atlas, more particularly with the Adoudounian or Tata Group sequence (~550 Ma) that followed the post-orogenic Ouarzazate sequence (Thomas et al., 2002). Moreover in this area, Ennih and Liégeois (2001) clearly showed that the South Atlas Fault must be now considered as the actual northern limit of the WAC and that the succession of tectonic and magmatic stages could have resulted from a geodynamic setting related to the evolution of a lower Neoproterozoic passive margin. A similar situation was also proposed for equivalent rocks in the Ougarta region. Nevertheless, the Boukaïs massif appears as an isolated inlier in the southern edge of the High Atlas range and volcanic rocks such as the Ougarta are highly altered. Thus, their relationships with late Neoproterozoic sequences of the Anti-Atlas and Ougarta should be considered with caution.

4. Conclusions

The Boukaïs volcano-sedimentary sequence displays a wide variety of magmatic products (i.e. andesitic basalt flows, doleritic dykes and dacitic intrusions). Petrological and geochemical studies allow constraints to be made on the genesis of the magmas and the geotectonic setting for this Late Neoproterozoic sequence. Andesitic rocks are commonly interpreted as being derived from the melting of a hydrated mantle wedge above a subduction zone (Gill, 1981). They may also be the result of differentiation of anorogenic basaltic tholeiitic magmas at relatively low P_{H_2O} and with a significant contribution by crustal contamination (Calc-Alkaline trend, Grove and Baker, 1984). In spite of the important hydrothermal alteration that they have undergone, the trace element characteristics of the Boukaïs volcanic rocks allows us to doubt the concept of a late Pan-African subduction zone model. The Boukaïs andesites, dolerites and dacites could be derived from the mantle (continental tholeiite type). Finally, the Neoproterozoic volcanism of the Boukaïs inlier, could have originated in a within-plate geotectonic setting, probably as a transtensional zone associated with a lithospheric thinning event. The transtension process could be

associated at a regional scale with transcurrent north-easterly oriented faulting during the Neocambrian on the northeastern border of the West African Craton, recently associated with the South Atlas Fault (Ennih and Liégeois, 2001). Nevertheless, these regional relationships with the West African Craton remain doubtful because the Boukaïs inlier occurs to the North of the Pan-African segment of the West African Craton and was far from the northern edge of the craton (Hefferan et al., 2000, 2002; Bouougri, 2003). The Boukaïs sequence could have formed at the intersection zone between a Pan-African suture zone and the South Atlas fault which is characterized, in the Ouarzazate Group, by a post-orogenic extensive volcanic succession, collapse, exhumation and molasse sedimentation (Thomas et al., 2002). As proposed by Ennih and Liégeois (2001), the geodynamic significance of the high K-calk-alkaline magmatism should be re-interpreted because the Boukaïs magmatic rocks present an evolution which differs from that recently proposed for the Ougarta series (Dostal et al., 2002). Therefore a transtensional intraplate setting might better explain the Neocambrian magmatism in this area located near the northeastern boundary of the West African Craton.

Acknowledgments

This study was made possible through C.M.E.P. 94 MDU 286 and C.M.E.P. 00 MDU 488 collaborative research projects between University Es-Senia Oran (Algeria), University Jean Monnet Saint-Etienne (France) and UMR 6524 (C.N.R.S.). Further help was provided by O.R.G.M. (Algeria). El Hafid Bouougri, J.P. Liégeois, Peter Bowden, Michel Grégoire, Marcel Maruntiu are thanked for their detailed and constructive reviews or remarks.

References

- Alimen, H., Lemaitre, D., Menchikoff, F., Petter, G., Poueyto, A., 1952. Les chaines d'Ougarta et de la Saoura. Monographie régionale. Série 1,15, Algérie.
- Bouougri, E.H., 2003. The Moroccan Anti-Atlas: The West African craton passive margin with limited Pan-African activity. Implications for the northern limit of the craton. *Precambrian Research* 120, 179–183.
- Bousmaha, M., 1989. Rapport final sur les travaux de prospection de cuivre dans la structure de Boukaïs. O.R.G.M. Sud-Ouest, Bechar (Inédit).
- Caby, R., 1983. La chaîne pharusienne dans le Nord-Ouest de l'Ahaggar (Sahara central, Algérie); sa place dans l'orogénèse du Précambrien supérieur en Afrique. *Bulletin* 47, Publication Sous-Direction Géologie Alger. p. 288.
- Caby, R., 1987. The Pan-african belt of West Africa from the Sahara desert to the gulf of Benin. In: Shaers, J.P., Rodgers, J. (Eds.), *Anatomy of Mountains Ranges*. Princeton University Press, Princeton, NJ, pp. 129–170.

- Cailleux, Y., Desteucq, C., Gonord, H., Outrecht, A., Rjimati, E., 1992. Les grands traits structuraux du Maroc, un héritage du Précambrien. *Géologie Africaine*. Actes du 3^{ème} colloque, Paris Edition CTHS.
- Chikhaoui, M., 1974. Les ignimbrites et les roches basiques du Précambrien supérieur des monts d'Ougarta (Saoura). Thèse 3^{ème} cycle, Faculté Sciences Alger, 111 p.
- Chikhaoui, M., 1981. Les roches volcaniques du Proterozoïque supérieur de la chaîne Pan-Africaine (Hoggar, Anti-Atlas, Adrar des Iforas). Caractérisation géochimique et minéralogique. Implication géodynamique. Thèse Etat, U.S.T.L. Montpellier, p. 183.
- Donzeau, M., Zellouf, K., 1973. La jonction Ougarta—Anti-Atlas: structure de la région de Tadaout El Berhil (Sahara occidental algérien). *Société Histoire Naturelle Afrique S.N.E.D.* Tome 64, Fascicule 3, 4, 171–184.
- Dostal, J., Mueller, W., 1992. Archaeans shoshonites from the Northern Volcanic Zone of the Abitibi greenstone belt, Chibougamau (Québec). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 94 (B4), 4561–4578.
- Dostal, J., Caby, R., Keppie, J.D., Maza, M., 2002. Neoproterozoic magmatism in Southwestern Algeria (Sebkhah el Melah inlier): a northerly extension of the Trans-Saharan orogen. *Journal of African Earth Sciences* 35 (2), 213–225.
- Duée, G., Kazi-Tani, N., Zerrouki, A., Bousmaha, M., Ait-Kaci, A., 1992. Les boutonnières pan-africaines du haut-Atlas algérien: aspects structuraux et sédimentaires. *C.R. Acad. Sci. Paris* 314 (II), 1477–1484.
- Ennih, N., Liégeois, J.P., 2001. The Moroccan Anti-Atlas: The West African craton passive margin with limited Pan-African activity. Implications for the northern limit of the craton. *Precambrian Research* 112, 289–302.
- Gill, J., 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Minerals and Rocks. Springer-Verlag, Berlin, pp. 64–167.
- Grove, T.L., Baker, M.B., 1984. Phase equilibrium controls on the tholeiitic versus calc-alkaline differentiation trends. *Journal Geophysical Research* 89, 3253–3274.
- Hefferan, K., Admou, H., Karson, J., Saquaque, A., 2000. Anti-Atlas (Morocco) role in Neoproterozoic Western Gondwana reconstruction. *Precambrian Research* 103, 89–96.
- Hefferan, K., Admou, H., Hilal, R., Karson, J., Saquaque, A., Samson, S., Kornprobst, J., 2002. Proterozoic Blueschist-bearing Melange in the Anti-Atlas Mountains, Morocco. *Precambrian Research* 118 (3–4), 179–194.
- Leat, P.T., Thompson, R.N., Morisson, M.A., Hendry, G.L., Dickin, A.P., 1991. Alkaline hybrid mafic magmas of the Yampa area, NW Colorado, and their relationship to the Yellowstone mantle plume and lithospheric mantle domains. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107, 310–327.
- Leblanc, M., Lancelot, J.R., 1979. Interprétation géodynamique du domaine pan-africain (Précambrien terminal) de l'Anti-Atlas (Maroc) à partir de données géologiques et géochronologiques. *Journal Canadien des Sciences de la Terre* 17 (1), 142–155.
- Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D., Marchal, M., 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth Planetary Sciences Letters* 59, 139–154.
- Lightfoot, P., Hawkesworth, C., 1988. Origin of Deccan Trap lavas: evidence from combined trace element and Sr-, Nd- and Pb-isotopic studies. *Earth Planetary Science Letters* 91, 89–104.
- Meindre, M., 1952. Géologie du massif de Boukaïs. *Bulletin Scientifique Economique, Bureau de Recherches Minières d'Algérie*. Alger 2, 8–45.
- Murphy, J.B., Pisarevsky, S.A., Nance, R.D., Keppie, J.D., 2001. Animated history of Avalonia in Neoproterozoic—Early Proterozoic. In: Jessell, M.J. (Ed.), *General Contributions: 2001*. *Journal of the Virtual Explorer* 3, 45–58.
- Nicholls, J., Rusel, J.K., Stout, M.Z., 1986. Testing magmatic hypothesis with thermodynamic modelling. In: Scarfe, C.M. (Ed.), *Silicate melts: their properties and structure applied to problems in geochemistry, petrology, economic geology and planetary geology*. Mineral Association Canada, Ottawa, pp. 210–235.
- Nisbet, E.G., Pearce, J.A., 1977. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contribution Mineralogy Petrology* 63, 149–160.
- Pearce, J.A., Norry, M.J., 1979. Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic Rocks. *Contribution Mineralogy Petrology* 69, 33–47.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Geological Society, Special Publication* 25, pp. 956–983.
- Preidel, M., 1985. Rapport sur l'Ougarta. *Bulletin de l'Office de Recherches Géologiques et Minières, Bechar (Inédit)*, p. 54.
- Roggers, N.W., Setterfield, T.N., 1994. Potassium and incompatible-element enrichment in shoshonitic lavas from the Tavua volcano, Fiji. *Chemical Geology* 118, 43–62.
- Saquaque, A., Admou, H., Karson, J., Hefferan, K., Reuber, I., 1989. Precambrian accretionary tectonics in the Bou Azzer-El Graara region, Anti-Atlas, Morocco. *Geology* 17, 1107–1110.
- Seddiki, A., 1997. Etude pétrologique et géochimique des roches magmatiques de Boukaïs (Nord-Ouest de Bechar, Algérie sud-occidentale). Contribution à une étude géodynamique de la région à l'Infra-Cambrien. Thèse Magister, U.S.T.H.B., Alger, p. 99.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and process. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, Special Publication 42, pp. 313–345.
- Thomas, R.J., Chevalier, L.P., Gresse, P.G., Harmer, R.E., Eglington, B.M., Armstrong, R.A., De Beer, C.H., Martini, J.E.J., De Kock, J.S., Macey, P.H., Ingram, B.A., 2002. Precambrian evolution of the Sirwa window, Anti-Atlas orogen, Morocco. *Precambrian Research* 118, 1–57.